

Berichte
aus dem
Institut für Meereskunde
an der
Christian-Albrechts-Universität, Kiel
Nr. 153

**ISOPYKNISCHE UND DIAPYKNISCHE AUSBREITUNGSVORGÄNGE
IM TROPISCHEN UND SUBTROPISCHEN NORDATLANTIK**

**ISOPYCNAL AND DIAPYCNAL PROCESSES IN THE
TROPICAL AND SUBTROPICAL NORTH ATLANTIC**

von

Eva Bauer

DOI 10.3289/IFM-BER-153

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden:
Institut für Meereskunde
Abt. Meeresphysik
Düsternbrooker Weg 20
2300 Kiel
ISSN 0341-8561
1986

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Zusammenfassung	1
1. Einleitung	3
1.1 Allgemeine Fragestellung	3
1.2 Der Datensatz	9
2. Einführung in die Problematik	11
2.1 Beschreibung der hydrographischen Situation	11
2.2 Überblick über die physikalischen Vorgänge	25
2.3 Zielsetzung	38
3. Aufstellung einer Salzerhaltungsgleichung	39
3.1 Allgemeiner Ansatz	39
3.2 Herleitung einer Diffusionsgleichung in einem isopyknischen Koordinatensystem	40
3.3 Näherung der vollständigen Diffusionsgleichung	47
4. Anwendung der Diffusionsgleichung	52
4.1 Qualität des verwendeten Datenmaterials	52
4.2 Allgemeines zur Berechnungsmethode	54
4.3 Berechnung der isopyknischen Advektion und Vermischung	58
4.4 Berechnung der diapyknischen Vermischung	65
4.5 Berechnung des Flusses durch Salzfingerkonvektion	68
5. Zusammenfassung der Ergebnisse	74
5.1 Isopyknische und diapyknische Diffusionskonstanten	75
5.2 Diskussion der Ergebnisse	83
Literaturverzeichnis	87

CONTENTS

	Page
Abstract	1
1. Introduction	3
1.1 General situation	3
1.2 Data set	9
2. Introduction to the problem	11
2.1 Hydrographic situation	11
2.2 Survey of physical processes	25
2.3 Objectives	38
3. Derivation of a salt conservation equation	39
3.1 General form	39
3.2 Diffusion equation in an isopycnal coordinate system	40
3.3 Approximations of the equation	47
4. Application of the diffusion equation	52
4.1 Quality of the used data sets	52
4.2 General calculation method	54
4.3 Calculation of the isopycnal advection and mixing	58
4.4 Calculation of the diapycnal turbulent mixing	65
4.5 Calculation of the convective flux by saltfingering	68
5. Summary and results	74
5.1 Isopycnal and diapycnal diffusion constants	75
5.2 Discussion	83
References	87

ZUSAMMENFASSUNG

Grundlage für die vorliegende Untersuchung der Vermischungs- und Ausbreitungsvorgänge in der oberen Warmwassersphäre des tropischen und subtropischen Nordostatlantiks bilden im wesentlichen zwei CTD-Meridionalschnitte auf 27°W und 33°W zwischen 10°N und 35°N von der "Meteor"-60-Expedition im März/April 1982. Eine Einteilung in isopyknische und diapyknische Vorgänge wird vorgenommen, da das Dichtefeld eine Neigung bezüglich des Druckfeldes besitzt. Zu den wichtigsten Prozessen, die die gemessene Salzgehaltsverteilung bestimmen, gehören die isopyknische Advektion, die turbulente isopyknische und diapyknische Vermischung und die Salzfingerkonvektion. Die Bestimmung dieser einzelnen Anteile geschieht mit Hilfe einer Diffusionsgleichung nach McDOUGALL (1984).

Um die Flüsse der Diffusionsgleichung vollständig berechnen zu können, wird außer auf die obigen Meridionalschnitte zusätzlich auf gemittelte Datensätze anderer Autoren zurückgegriffen. Dies betrifft die Advektionsgeschwindigkeit und die zonalen Ableitungen des Salzgehaltes erster und zweiter Ordnung. Nach Glättung der Daten der CTD-Schnitte können für einen Teilbereich der Warmwassersphäre damit realistische Bilanzgleichungen aufgestellt werden.

Die turbulenten isopyknischen und diapyknischen Vermischungsparameter werden mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate berechnet. Unterhalb der Deckschicht bis zum Niveau der potentiellen Dichtefläche $\sigma_\theta = 26.8 \text{ kg m}^{-3}$ ergibt sich zwischen etwa 15°N und 30°N für den mittleren isopyknischen Diffusionskoeffizienten $K_1 \approx 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ und für den diapyknischen Koeffizienten $K_d \approx 4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Diese Werte liegen nahe bei den Werten, die z.B. OLBERS et al. (1985) mit der β -Spiralen-Methode für die tropischen und subtropischen Breiten im Tiefenbereich 100–800 m ermittelt haben.

Im Mittelpunkt der Analyse steht die Ausbreitung des tropischen Salzgehaltsmaximumwassers. Dabei zeigt sich, daß die Salzfingerkonvektion eine wichtige Rolle spielt. Die Untersuchung ergibt, daß der diapyknische doppeldiffusive Salzfluß in den subtropischen Breiten einen wesentlichen Anteil der Salzerhaltungsgleichung darstellt.

ABSTRACT

The present study of advection and mixing processes in the gyre recirculation area in the eastern North Atlantic uses data from two CTD sections along 27°W and 33°W between 10°N and 35°N from March/April 1982 during the "Meteor"-60-cruise. The analysis concentrates on the mixing processes in the main thermocline of the tropical and subtropical North Atlantic. Calculations are carried out in an isopycnal coordinate system because the isopycnal surfaces are not parallel to the surfaces of constant pressure. The salinity distribution is found to be caused mainly by advection, isopycnal and diapycnal turbulent mixing, and double-diffusive convection. A conservation equation for salinity (McDOUGALL, 1984) is applied for determining the balance of the different processes.

The advection velocity and the zonal first and second order derivatives of salinity are obtained by using earlier published mean historical data sets. Combining those sets with the appropriately smoothed CTD section data leads to realistic results for the terms in a part of the main thermocline.

The isopycnal and the diapycnal turbulent mixing coefficients were computed by a least squares method. Between the surface mixed layer and the potential density surface $\sigma_\theta = 26.8 \text{ kg m}^{-3}$ between 15°N and 30°N the mean value for the isopycnal mixing coefficient is obtained as $K_1 \approx 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, and for the diapycnal coefficient as $K_d \approx 4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. These estimates for the mean thermocline coefficients are consistent with results from other authors, e.g. OLBERS et al. (1985).

The analysis focusses on the spreading of the tropical salinity maximum water. Its salinity distribution is found to be strongly affected by double-diffusive fluxes in its lower portion, especially at subtropical latitudes.

1. EINLEITUNG

1.1 Allgemeine Fragestellung

In den letzten Jahren sind im Rahmen des Sonderforschungsgebietes 133 intensive Untersuchungen zur Klärung der Frage erfolgt, welchen Anteil der subtropische Nordostatlantik zur allgemeinen Zirkulation im Nordatlantik beiträgt. In zahlreichen Arbeiten sind Kalkulationen von geostrophischen Strömungen und Transporten zu finden, welche teilweise unterschiedliche Ergebnisse liefern. Eine Überarbeitung dieser Ergebnisse, ergänzt durch neuere Messungen im Nordostatlantik, ist bei STRAMMA (1984) zu finden. Weitere Untersuchungen, wie z.B. Modellrechnungen von THIELE et al. (1986) oder Studien von Strombändern, Fronten und Wirbeln (KÄSE und SIEDLER, 1982 und KÄSE et al., 1985) vermitteln inzwischen ein relativ detailliertes Bild von den Strömungsverhältnissen im Nordostatlantik. Die Zirkulation des gesamten Nordatlantiks ist unter Verwendung eines umfangreichen hydrographischen Datensatzes von OLBERS, WENZEL und WILLEBRAND (1985) bestimmt worden. Diese Arbeit schließt die isopyknische und die diapiknische Vermischung mit ein.

Die Aufgabenstellung dieser Arbeit ist, die Vermischungsvorgänge neben der Advektion in der Warmwassersphäre des subtropischen und tropischen Nordostatlantiks zu bestimmen. Dabei soll der Ausbreitung und der Vermischung des tropischen Salzgehaltmaximumwassers besondere Beachtung geschenkt werden. Der Entstehungsort dieses salzreichen Wasserkörpers liegt in den niedrigen geographischen Breiten. Im zentralen Nordatlantik, bei einer Breite von etwa 20°N, befindet sich im Jahresmittel ein Maximum des Wasserverlustes an der Meeresoberfläche (BAUMGARTNER und REICHEL, 1975, siehe Abb. 1). Die Ursache für das Maximum an diesem Ort liegt in der Überlagerung von minimalen Niederschlagsraten mit relativ hohen Absorptionsraten der Sonnenenergie, verbunden mit einer großen Verdunstungsrate. Unterstützt wird die Verdunstung durch die relativ kräftig wehenden Passatwinde. Die

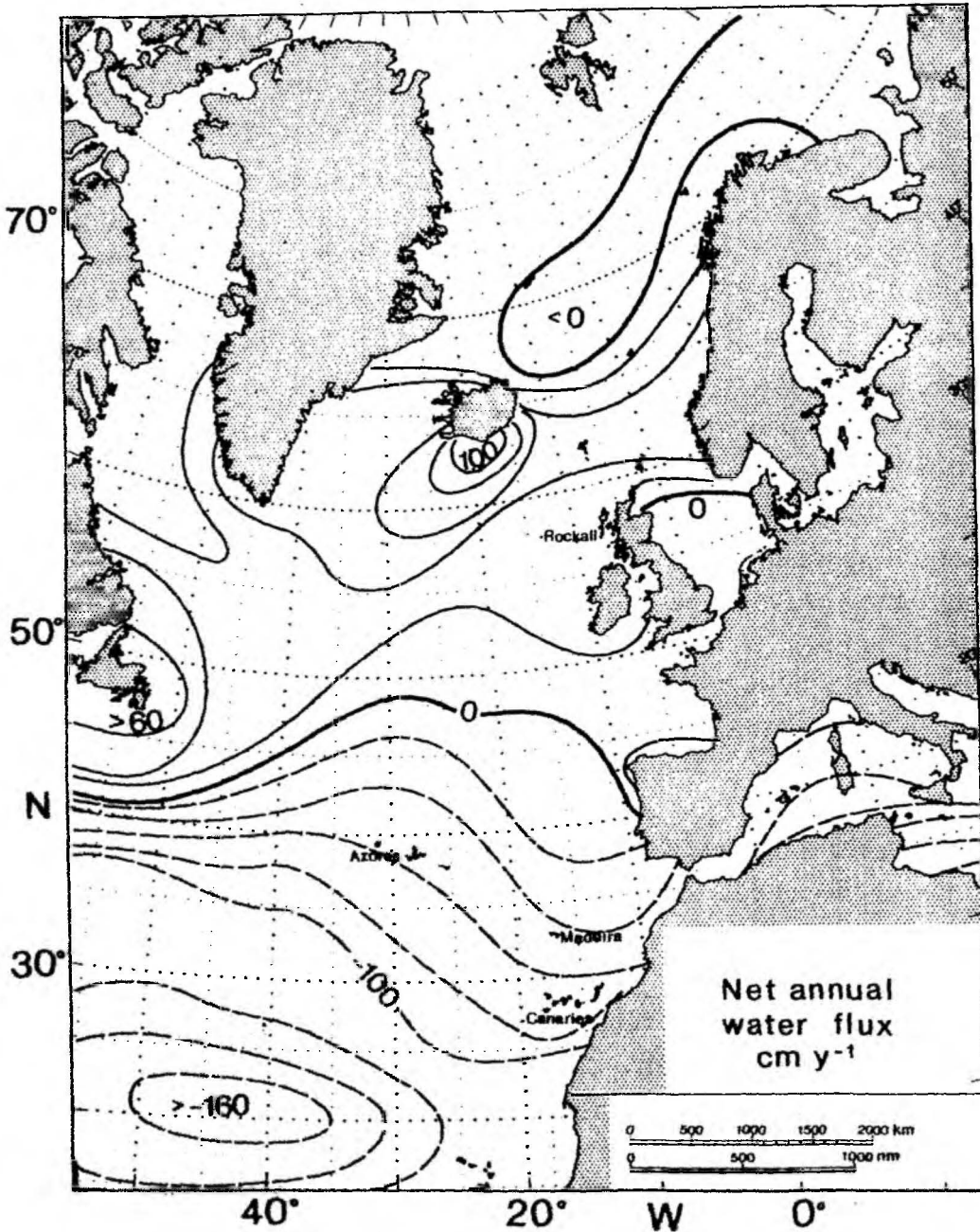


Abb. 1t

Jahresmittel des Wasserflusses (cm y^{-1}) an der Meeresoberfläche des Nordostatlantiks, bestimmt aus der Differenz der Jahresmittel des Niederschlags und der Verdunstung (aus WOODS, 1984, nach BAUMGARTNER und REICHEL, 1975)).

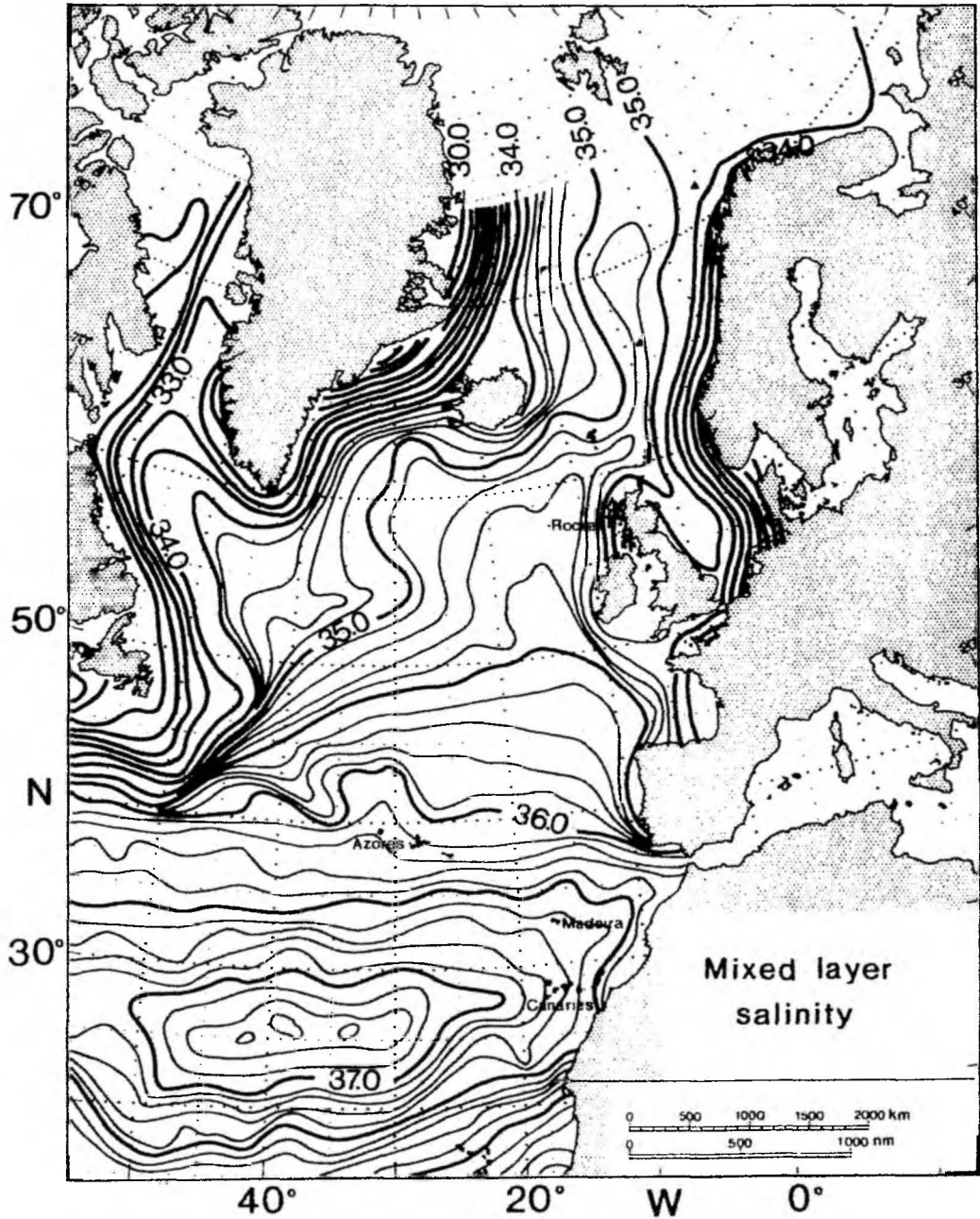


Abb. 2:

Jahresmittel des Salzgehaltes in der durchmischtem Deckschicht des Nordostatlantiks (aus WOODS, 1984, nach ROBINSON, BAUER und SCHROEDER, 1979)).

Wasserbilanz an der Meeresoberfläche bestimmt entscheidend den Oberflächensalzgehalt, wie der Vergleich der Abbildungen 1 und 2 belegt. Abbildung 2 zeigt den Salzgehalt der durchmischten Deckschicht des Nordatlantiks nach ROBINSON, BAUER und SCHROEDER (1979). Die höchsten Salzgehaltswerte sind größer als 37.3 und sind geringfügig nördlich des maximalen Wasserverlustes bei etwa 25°N zu finden.

Die Darstellungen von Jahresmittelwerten enthalten keine Informationen über zeitliche oder lokale Veränderlichkeiten. Mit Hilfe von Sauerstoffsättigungsdaten aus der Kernschicht des Salzgehaltsmaximumwassers ist WORTHINGTON (1976) der Frage nach Schwankungen in der Produktionsrate nachgegangen. Er hat zwei Schnitte, die im westlichen Nordatlantik in den gleichen Monaten, aber in verschiedenen Jahren gewonnen worden sind, verglichen. Es ist zu beobachten, daß bei verminderten Passatwinden der Sauerstoffsättigungsgrad als Folge von wahrscheinlich geringeren Absinkgeschwindigkeiten in der Konvergenzzone abnimmt. WORTHINGTON (1976) hält jedoch die einmalige Beobachtung von verringerter Sauerstoffsättigung für einen Ausnahmefall. In der Regel kann das Salzgehaltsmaximumwasser bei wiederholten Messungen mit nahezu gleichen Salzgehaltswerten in den tropischen Breiten angetroffen werden. Es sei angemerkt, daß die Wirkung des Überschusses der Verdunstung über den Niederschlag auch als eine Produktion von potentieller Energie im Ozean beschrieben werden kann.

Aus den mittleren Verhältnissen kann für das Gebiet hoher Salzgehalte im Nordatlantik ein resultierender Salzfluß wie folgt abgeschätzt werden:

$$\text{Verdunstungsrate} \quad V = 160 \text{ cm y}^{-1}$$

$$\text{Oberflächensalzgehalt } S_0 = 35$$

$$\text{Dichte} \quad \rho = 1 \text{ g cm}^{-3}$$

$$S_0 \cdot 10^{-3} \cdot \rho \cdot V \approx 1.8 \cdot 10^{-7} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}.$$

Hieraus ergibt sich die Frage, was mit dem relativ großen mittleren Salzfluß von ca. $1.8 \cdot 10^{-7} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ geschieht.

Das salzreiche Wasser aus den Subtropen wird in der Regel in die tropischen Breiten verfolgt, da das Wasser dort in Form eines vertikalen Salzgehaltsmaximums in Sprungschichttiefe zu registrieren ist. Zu den frühesten Untersuchungen über die Ausbreitung des salzreichen Wasserkörpers im Atlantik zählen die von DEFANT (1936). Aus der beobachteten Verteilung der Salzgehaltsmaxima und ihrer Tiefenlage hat DEFANT (1936) einen direkten Zusammenhang zu den Strömungsverhältnissen herstellen können. Da die Beträge des vertikalen Salzgehaltsmaximums über große Strecken nur wenig abnehmen, hat DEFANT (1936) geschlossen, daß die Strömungen nahezu laminar sind und nur sehr kleine vertikale Turbulenz vorhanden sein kann. Eine Analyse von WILLENBRINK (1982) unter Verwendung historischer Schöpferdaten, die bis zum Jahre 1977 im Nordatlantik gewonnen worden sind, liefert eine Verteilung des tropischen Salzgehaltsmaximumwassers, welche mit der von DEFANT (1936) recht gut übereinstimmt. In einer ersten Näherung steht die Verteilung des tropischen Salzgehaltsmaximumwassers in einem stationären Gleichgewicht. Eine offene Frage ist bis jetzt, wie groß die Wirkung der seitlichen und vertikalen Vermischung während des Transportes des salzreichen Wasserkörpers ist.

Um ein fundierteres Bild von den Strömungsverhältnissen im Nordostatlantik zu gewinnen, sind Meßprogramme zur Bestimmung der baroklinen und der barotropen Anteile entwickelt worden. Mit Hilfe der "Meteor"-60-Expedition sollte unter anderem das geostrophische Strömungsfeld, das aus den historischen Schöpferdaten abgeleitet worden ist, verifiziert werden. Des weiteren ist daran gedacht worden, den tropischen Salzgehaltsmaximumwasserkörper als Indikator für die Rezirkulation zu verwenden. Dabei ist jedoch der Einfluß dieses Wasserkörpers auf die Dichteschichtung zu berücksichtigen.

In dem nächsten Kapitel wird der Datensatz der "Meteor"-60-Reise, der dieser Arbeit zugrunde liegt, vorgestellt. Es folgt im Kapitel 2.1 eine Beschreibung der hydrographischen Verhältnisse während der "Meteor"-60-Expedition. Diese Beobachtungen werden mit Untersuchungen anderer Autoren verglichen, um die wichtigsten physikalischen Prozesse zu erfassen. In Kapitel 3 wird eine Diffusionsgleichung als Lösungsansatz zur Bestimmung der Ausbreitungs- und Vermischungsvorgänge im Nordostatlantik aufgestellt. Ein Ziel dieser Arbeit besteht darin, die einzelnen Terme der Diffusionsgleichung zu bestimmen. Unter der Annahme, daß ein Gleichgewichtszustand besteht, können die turbulenten Austauschkoeffizienten abgeschätzt werden. Dadurch wird eine quantitative Erfassung der isopyknischen und der diapiknischen Prozesse möglich.

1.2 Der Datensatz

Der Untersuchung von Ausbreitungs- und Vermischungsvorgängen in der oberen Hauptsprungschicht liegt im wesentlichen der Datensatz des vierten Fahrtabschnittes der "Meteor"-60-Reise zugrunde. Er ist im März/April 1982 gewonnen worden und besteht aus zwei Meridionalschnitten.

Zwischen 35°N und 10°N liegen 32 verwertbare CTD-Meßprofile (Leitfähigkeit-, Temperatur- und Druckmessung) vor. Die Stationskarte dazu ist in Abbildung 3 dargestellt.

Die Messungen für die beiden Schnitte auf dem 27. und auf dem 33. westlichen Längengrad erfolgten innerhalb von etwa 19 Tagen vom 20.03. bis zum 08.04.1982, so daß der Datensatz als quasisynoptisch angesehen werden darf. Der minimale Stationsabstand beträgt in Meridionalrichtung ca. 180 km und in Zonalrichtung ca. 550 km. Näheres zur Datenqualität ist in Kapitel 4.1 zu finden.

Will man Aussagen zu der Bildungsrate oder zur Vertikalkonvektion des salzreichen Wasserkörpers in den subtropischen Breiten treffen, dann ist ein Datensatz mit einer besseren zeitlichen und räumlichen Auflösung erforderlich. Außerdem wären spezielle meteorologische Beobachtungen wünschenswert, um die aktuelle Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre bzw. die Oberflächenflüsse abzuschätzen. Die vorliegende Untersuchung beschränkt sich auf die Analyse einer Momentaufnahme der hydrographischen Verhältnisse unterhalb der oberflächennahen Schichten.

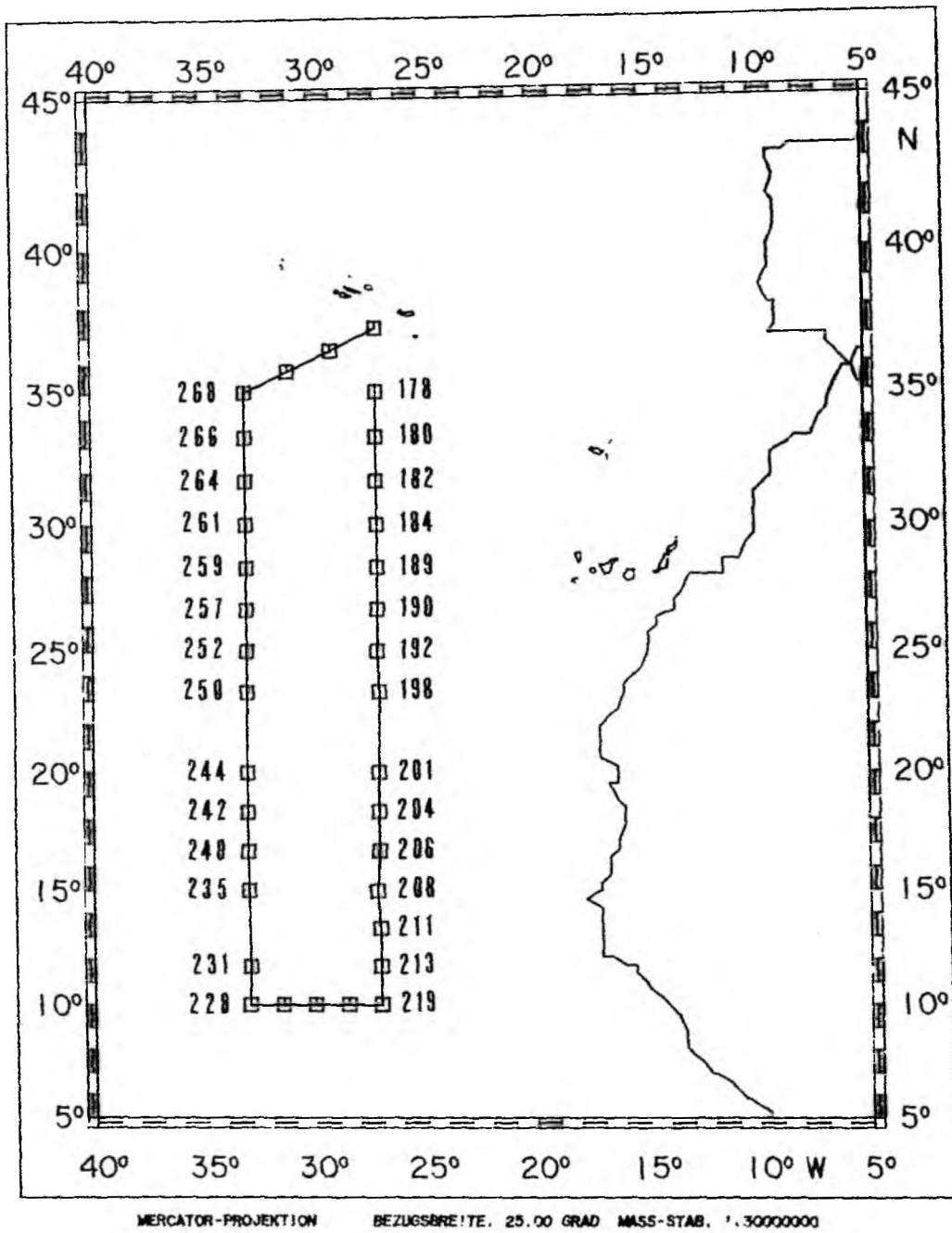


Abb. 5:
 Stationskarte der verwendeten OTD-Stationen vom 44. Fahrtabschnitt
 der "Meteor"-60 Expedition vom 20.03. bis 10.04.1922.

2. EINFÜHRUNG IN DIE PROBLEMATIK

Ehe ein theoretischer Ansatz vorgestellt wird, soll die hydrographische Situation im Nordostatlantik in den oberen 500 m der Wassersäule im folgenden Kapitel beschrieben werden. Dabei wird auf die Besonderheiten im Zusammenhang mit dem tropischen Salzgehaltsmaximumwasser näher eingegangen werden. Zu den beobachteten Verhältnissen gibt es zahlreiche Parallelen in anderen theoretischen und experimentellen Arbeiten. Einige dieser Untersuchungen sind zum Verständnis der physikalischen Vorgänge sehr dienlich und werden in Kapitel 2.2 aufgeführt.

2.1 Beschreibung der hydrographischen Situation

Die windgetriebene Antizyklone im Nordatlantik mit der Subtropenkonvergenz bei etwa 30° - 33° N bestimmt die vertikale Dichteverteilung ganz wesentlich. Dies ist z.B. in dem Meridionalschnitt der potentiellen Dichte in Abhängigkeit vom Druck p entlang des Längengrades 33° W zu erkennen (Abb. 4). An dieser Stelle sei vermerkt, daß die potentielle Dichte mit dem Zeichen σ_{θ} abgekürzt wird. Gemeint ist die Abweichung der potentiellen Dichte über 10^3 kg m^{-3} , welche von der potentiellen Temperatur θ , bezogen auf die Meeresoberfläche und dem Salzgehalt S abhängt (UNESCO TECHNICAL PAPERS IN MARINE SCIENCE No. 45, 1985).

Das Ansteigen der Isopyknen südlich der Subtropenkonvergenz bis etwa 12° N deutet an, daß hier hauptsächlich westwärts gerichtete geostrophische Strömungen zu finden sind. Bei dem westwärts strömenden Wasser handelt es sich im wesentlichen um das nordatlantische Zentralwasser (NACW). Diese Wassermasse ist im Nordatlantik unterhalb der oberflächennahen Wasserschichten und oberhalb der Zwischenwassermassen zu finden (SVERDRUP et al., 1942). Das südatlantische Zentralwasser (SACW) wird mit dem Südäquatorialstrom in nördliche Breiten bis etwa 10° bis 15° N transportiert. Die Wassermassengrenze zwischen dem NACW und dem SACW ist etwa südlich von 15° N im Untersuchungsgebiet zu erkennen.

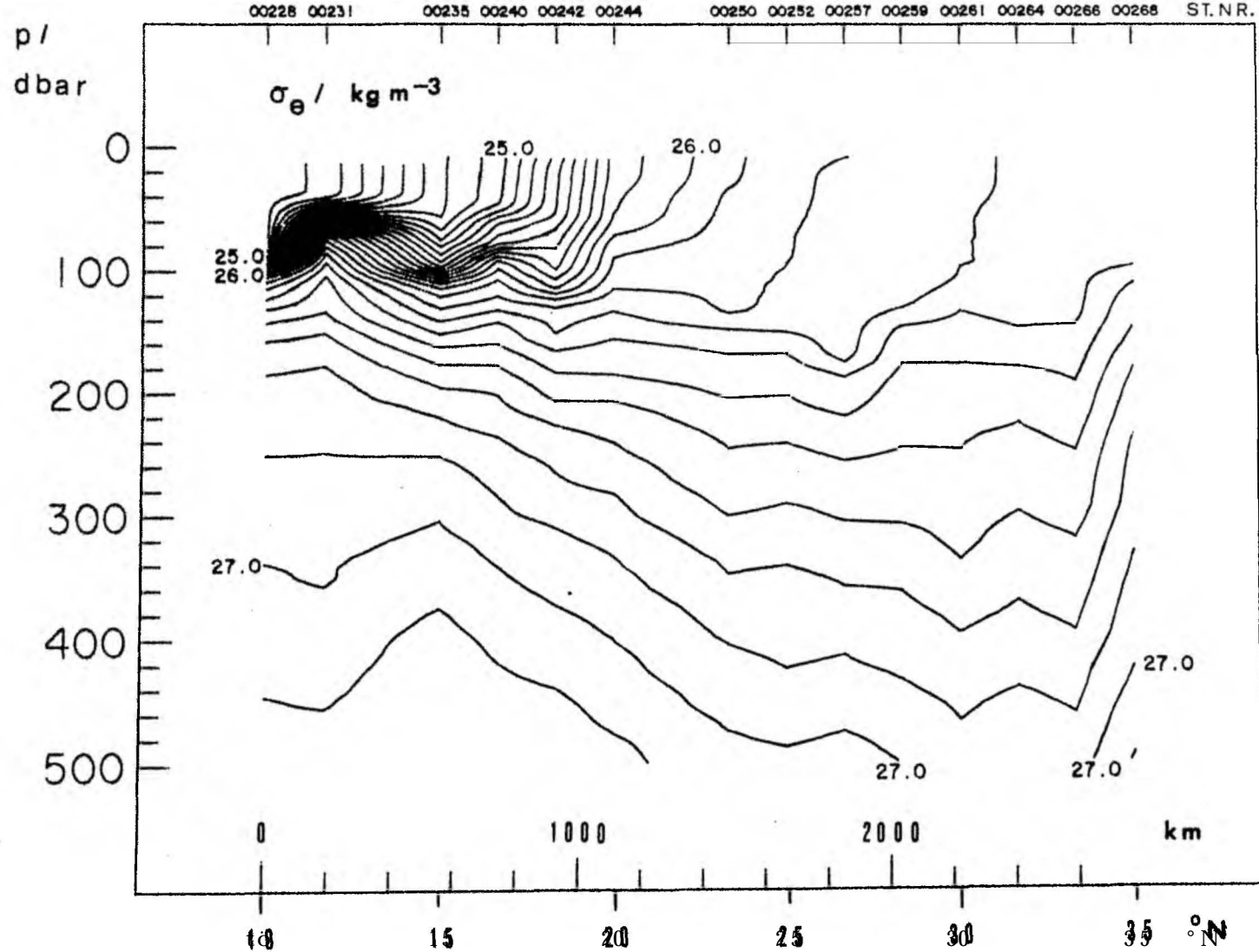


Abb. 4:

Meridionalerschnitt der potentiellen Dichte σ_θ (Abweichung der potentiellen Dichte von 10^3 kg m^{-3}) in Abhängigkeit vom Druck p (dbar) zwischen 10° und 35°N auf 33°W vom 30.03. bis 08.04.1982.

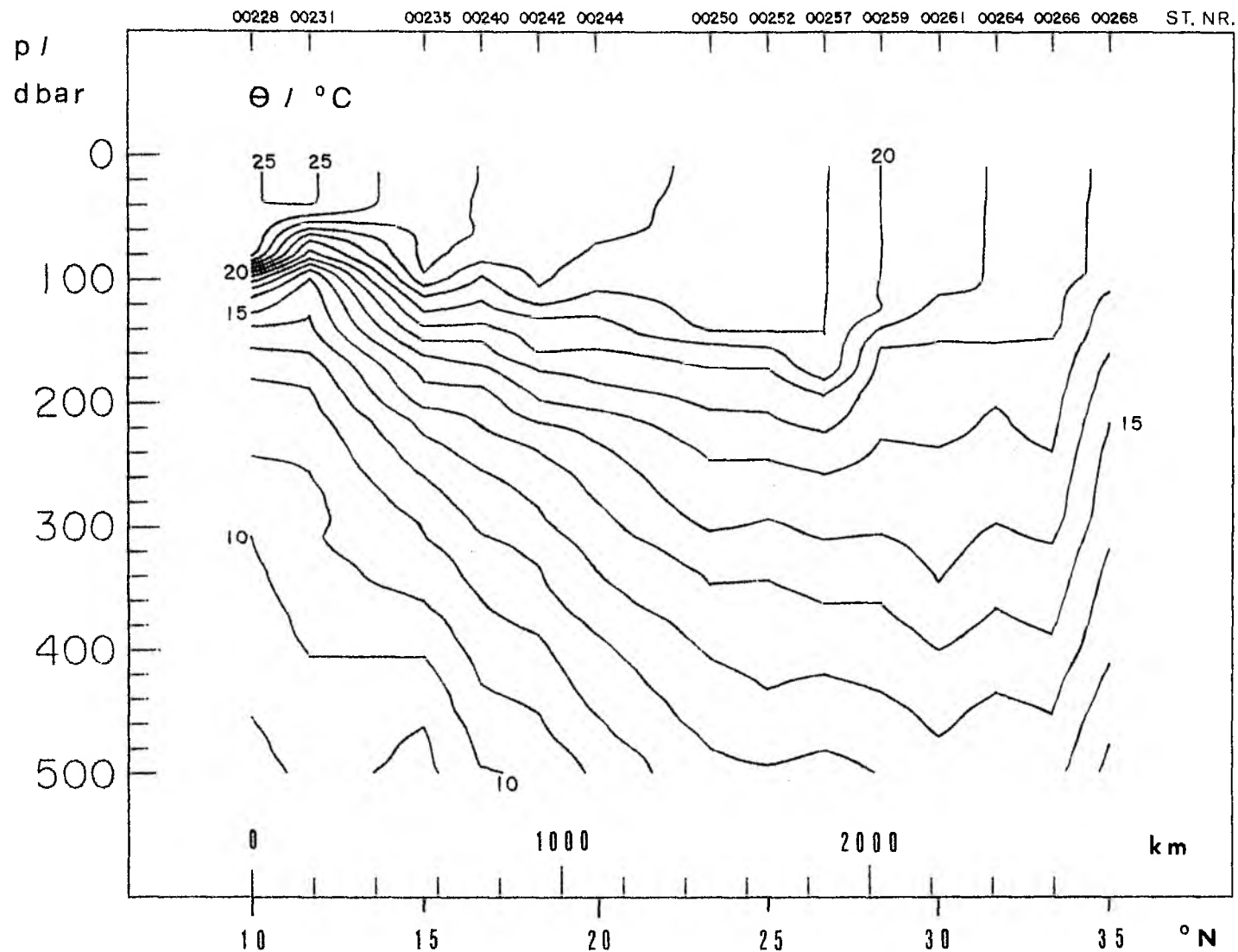


Abb. 5:

Meridionalschnitt der potentiellen Temperatur θ ($^{\circ}\text{C}$) in Abhängigkeit vom Druck p (dbar) zwischen 10° und 35°N auf 33°W vom 30.03. bis 08.04.1982.

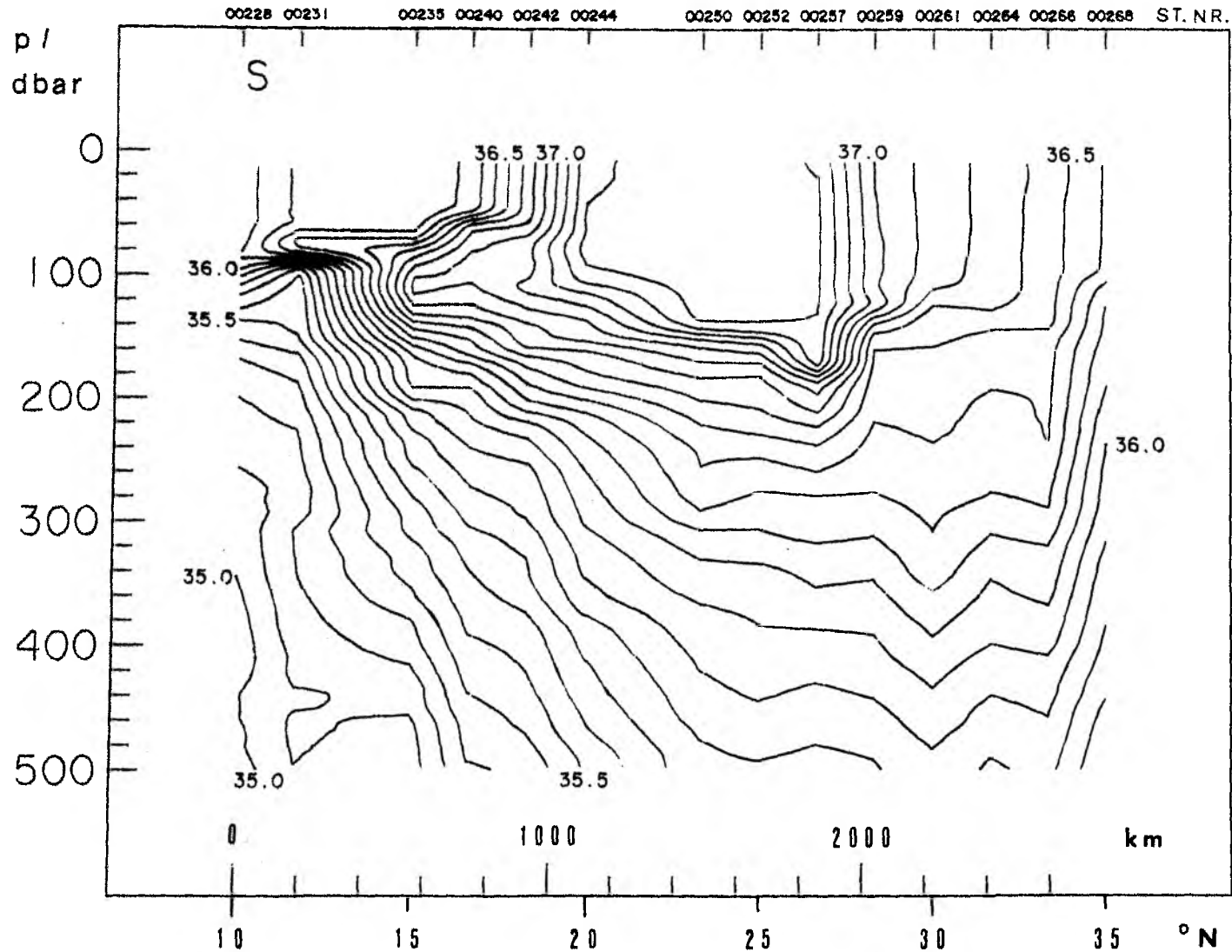


Abb. 6:

Meridionalschnitt des Salzgehaltes in Abhängigkeit vom Druck p (dbar) zwischen 10° und 35°N auf 33°W vom 30.03. bis 08.04.1982.

Die Darstellung der Dichteverteilung läßt außerdem eine Abnahme der Deckschichtdicke und gleichzeitig ein deutliches Anwachsen des vertikalen Dichtegradienten in der Dichtesprungschicht nach Süden hin erkennen. Die rapide, horizontale Abnahme der Oberflächendichte nach Süden hin ist zum einen mit erhöhter Oberflächenerwärmung und zum anderen mit dem zunehmenden Einfluß der salzärmeren südatlantischen Zentralwassermasse zu erklären. Dies ist aus dem Vergleich mit den entsprechenden Schnitten der potentiellen Temperatur θ und des Salzgehaltes S (Abb. 5 und 6) ersichtlich. Der relativ starke meridionale Salzgehaltsgradient in der Deckschicht zwischen ungefähr 20° und 15°N ist im wesentlichen für den beschriebenen horizontalen Dichtegradienten verantwortlich.

Ein Vergleich der drei zusammengehörigen Schnitte erweckt den Eindruck, daß die Temperaturschichtung die Dichteschichtung bestimmt, ausgenommen die oberflächennahe Schicht zwischen ungefähr 25° und 10°N . Allerdings ist die Salzgehaltsschichtung nicht außeracht zu lassen. Die erwähnte Wassermassengrenze ist auch unterhalb der Deckschicht besser in dem meridionalen Salzgehaltsschnitt erkennbar. Vergleicht man unterhalb der Deckschicht und südlich der Subtropenkonvergenz die Neigung der Dichteflächen mit der der Isothermenflächen, so erkennt man, daß die letztgenannten steiler ansteigen. Die vorgefundene Dichteschichtung verlangt wiederum einen noch steileren Anstieg der Isohalinen. Dadurch wird die Übergangszone zwischen dem nordatlantischen (NACW) und dem südatlantischen Zentralwasser (SACW) deutlich gekennzeichnet.

Wie in der Darstellung des Oberflächensalzgehaltes (Abb. 2) befinden sich die maximalen Oberflächensalzgehalte mit Werten über 37.3 bei der geographischen Breite von etwa 25°N . Während der "Meteor"-60-Expedition im April 1982 wurde auf 33°W ein salzreicher Wasserkörper mit Salzgehaltswerten über 37.3 mit einer meridionalen Erstreckung von teilweise mehr als 700 km und einer Vertikalausdehnung von mehr als 100 m gemessen.

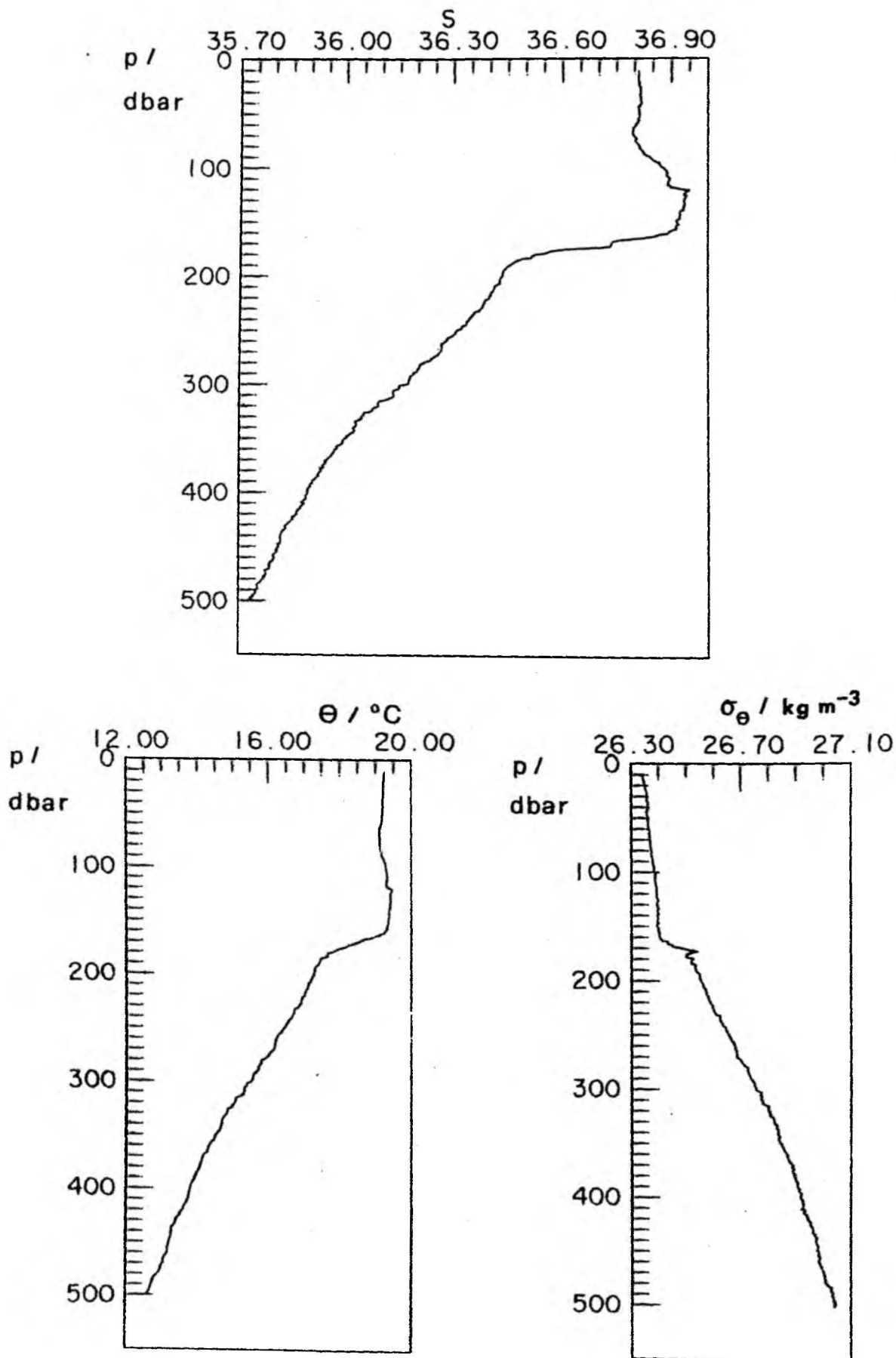


Abb. 7:
 Unglattierte vertikale Profile des Salzgehaltes S , der potentiellen Temperatur θ ($^{\circ}\text{C}$) und der potentiellen Dichte σ_{θ} von Station 189 (28°20'N, 27°W).

Die Ausbreitung dieses sehr salzreichen Wasserkörpers läßt sich zum Teil mit Hilfe des vertikalen Salzgehaltsmaximums im Niveau der Dichtesprungschicht verfolgen. Sehr deutlich ist das vertikale Salzgehaltsmaximum zu den tropischen Breiten hin zu erkennen, aber auch im Ansatz nördlich der Quellregion auf 28°20'N bei den Stationen 189 und 259. Anschaulicher wird dies bei der Betrachtung eines einzelnen ungeglätteten Profils des Salzgehaltes in Abhängigkeit des Druckes (Abb. 7). Die Abbildung zeigt ebenfalls das Profil der potentiellen Temperatur mit einer kleinen Temperaturinversion und das zugehörige, nahezu stabile Dichteprofil von Station 189.

Wesentlich stärker ausgeprägt ist das vertikale Salzgehaltsmaximum südlich der Quellregion mit einer Schichtdicke von ca. 20 - 50 m bis maximal sogar 120 m (s. Abb. 12). Dieses Wasser besitzt Salzgehaltswerte, die bis um etwa 0.7 über den oberflächensalzgehaltswerten liegen. Im Bereich der Übergangszone der Zentralwasserarten ist ein geringes Ansteigen der salzreichen Wasserzunge nach Süden festzustellen.

Unterhalb der Sprungschicht nehmen der Salzgehalt wie auch die potentielle Temperatur monoton mit der Tiefe ab. Da eine statisch stabile Dichteschichtung vorliegt, leitet sich daraus ab, daß der destabilisierende Effekt der Salzgehaltsabnahme mit der Tiefe vollkommen von dem stabilisierenden Effekt der Temperaturabnahme kompensiert und sogar in eine stabile Schichtung verwandelt wird. Nur oberhalb des vertikalen Salzgehaltsmaximums in den tropischen Breiten ist die Salzgehaltszunahme mit der Tiefe bestimmend für die stabile Schichtung.

Die verschiedensten Beobachtungen auch von anderen Expeditionen haben gezeigt, daß das tropische Salzgehaltsmaximumwasser nicht an einen festen Tiefenhorizont gebunden ist. Eine Erklärung hierfür ist unter anderem die interne Wellenbewegung (PETERS, 1978). Der Effekt der internen Wellenbewegung kann eliminiert werden, wenn die Ausbreitung eines Wasserkörpers auf Dichteflächen be-

trachtet wird. Bereits ISELIN (1936) und MONTGOMERY (1938) haben hervorgehoben, daß die Ausbreitung eines Wasserkörpers bevorzugt auf Flächen konstanter Dichte erfolgt.

Diese Vorstellung wird im weiteren Sinne von den Abbildungen 8 und 9, welche die potentielle Temperatur- und Salzgehaltsverteilung in Abhängigkeit von der potentiellen Dichte σ_θ auf 33°W zeigen, belegt. Es sind hier die Schnitte entlang 33°W ausgewählt worden. Die Verhältnisse entlang 27°W sind ähnlich.

Die Meridionalverteilung der potentiellen Temperatur in Abhängigkeit von der potentiellen Dichte σ_θ zeigt nördlich von ca. 20°N nahezu konstante Temperaturwerte auf den Isopyknenflächen. Südlich davon ist eine relativ geringe Temperaturabnahme entlang der Dichteflächen zu erkennen. Dies deutet wieder die Wassermassengrenze zwischen den nordatlantischen und dem südatlantischen Zentralwasser an.

Das Aufweiten der Isothermen für potentielle Temperaturen größer als 20°C südlich von 20°N steht direkt im Zusammenhang mit der Salzgehaltsverteilung, welche dort das tropische vertikale Salzgehaltsmaximum aufweist (Abb. 9). In dieser Darstellung sieht man, daß das vertikale Salzgehaltsmaximum, welches nur eine geringe vertikale Erstreckung besitzt (Abb. 6), einen recht großen Dichtebereich überstreicht. Im Bereich des Maximums haben die Isohalinen einen nahezu senkrechten Verlauf und deuten eine horizontale Salzgehaltsfront an. Unterhalb des Salzgehaltsmaximums und insbesondere nördlich von 15°N besitzen die Isohalinen einen nahezu isopyknischen Verlauf. Wenn man allerdings den salzreichen Wasserkörper von seinem Entstehungsgebiet bei etwa 25°N zu den tropischen Breiten hin verfolgt, dann ist ein geringfügiges Aufsteigen des Maximumwassers durch die Isopyknen zu bemerken. Ähnliche Beobachtungen findet man in der Literatur beschrieben, auf die in dem folgenden Kapitel eingegangen wird.

Die Abbildung 10 zeigt den Verlauf der Druckflächen im Abstand von 50 dbar in Abhängigkeit von der potentiellen Dichte. Diese

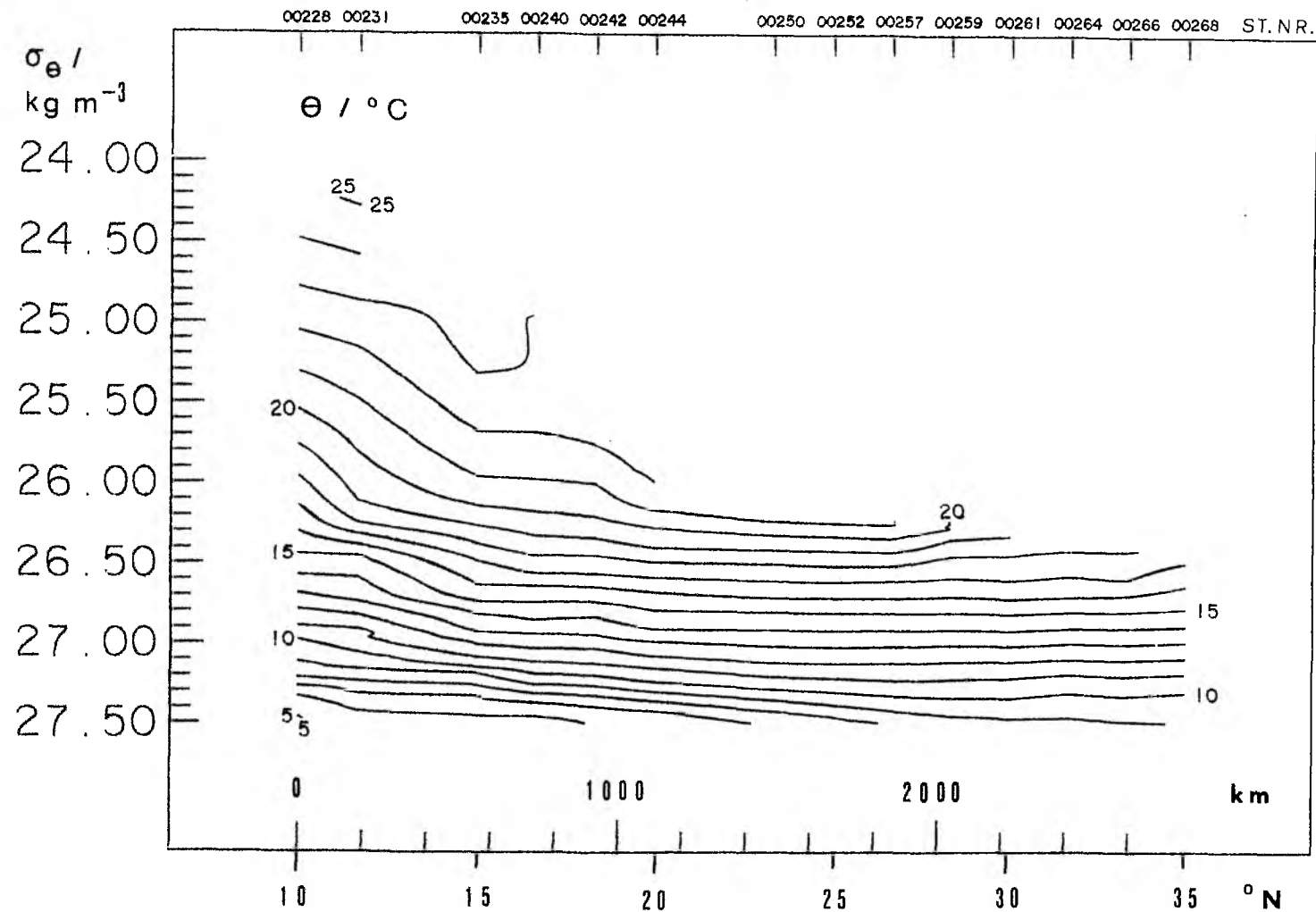


Abb. 8:

Meridionalschnitt der potentiellen Temperatur θ ($^{\circ}\text{C}$) in Abhängigkeit von der potentiellen Dichte σ_{θ} zwischen 10° und 30°N auf 33°W vom 30.03. bis 08.04.1982.

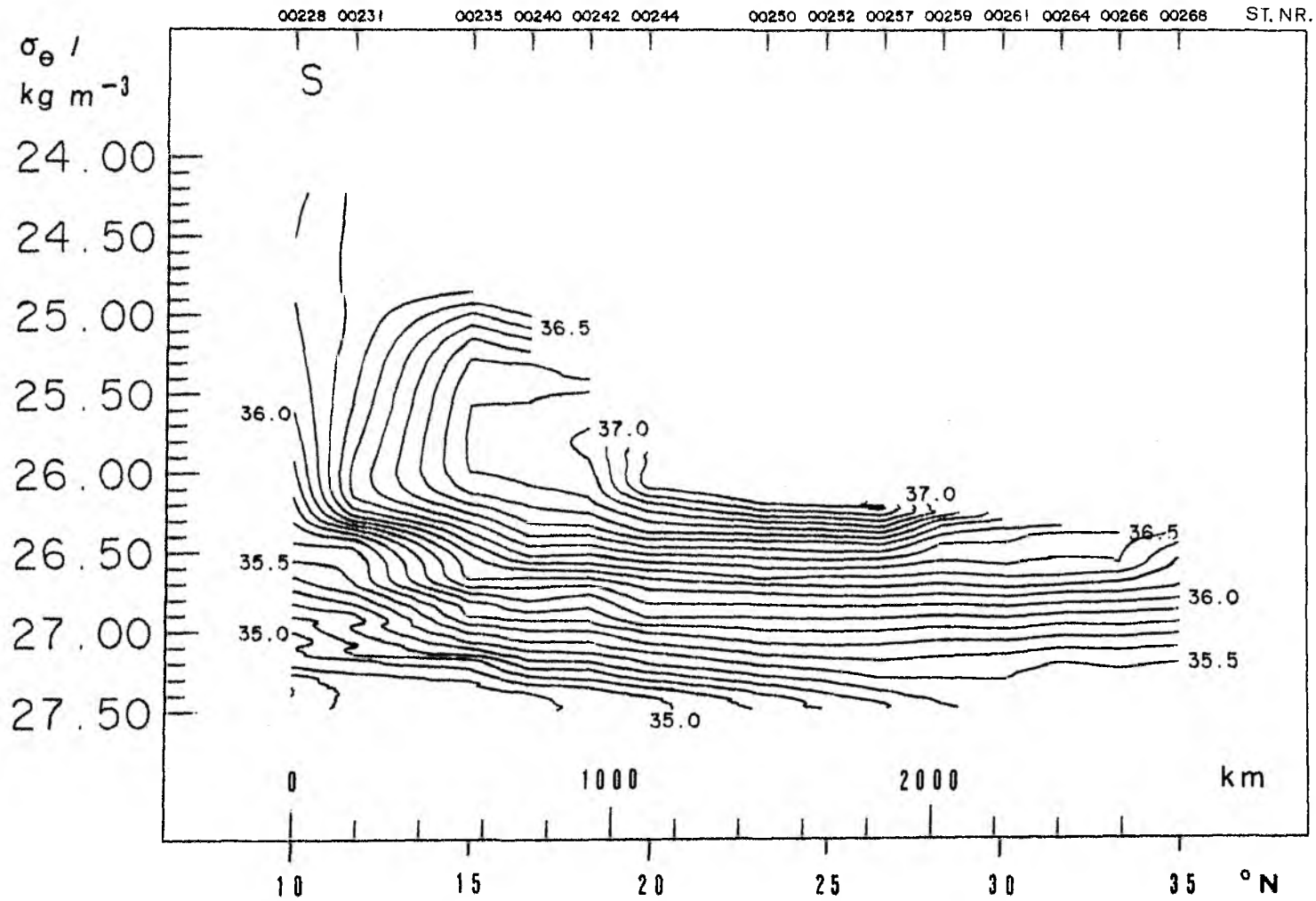


Abb. 9:

Meridionalschnitt des Salzgehaltes in Abhängigkeit von der potentiellen Dichte σ_θ zwischen 10° und 35°N auf 33°W vom 30.03. bis 08.04.1982.

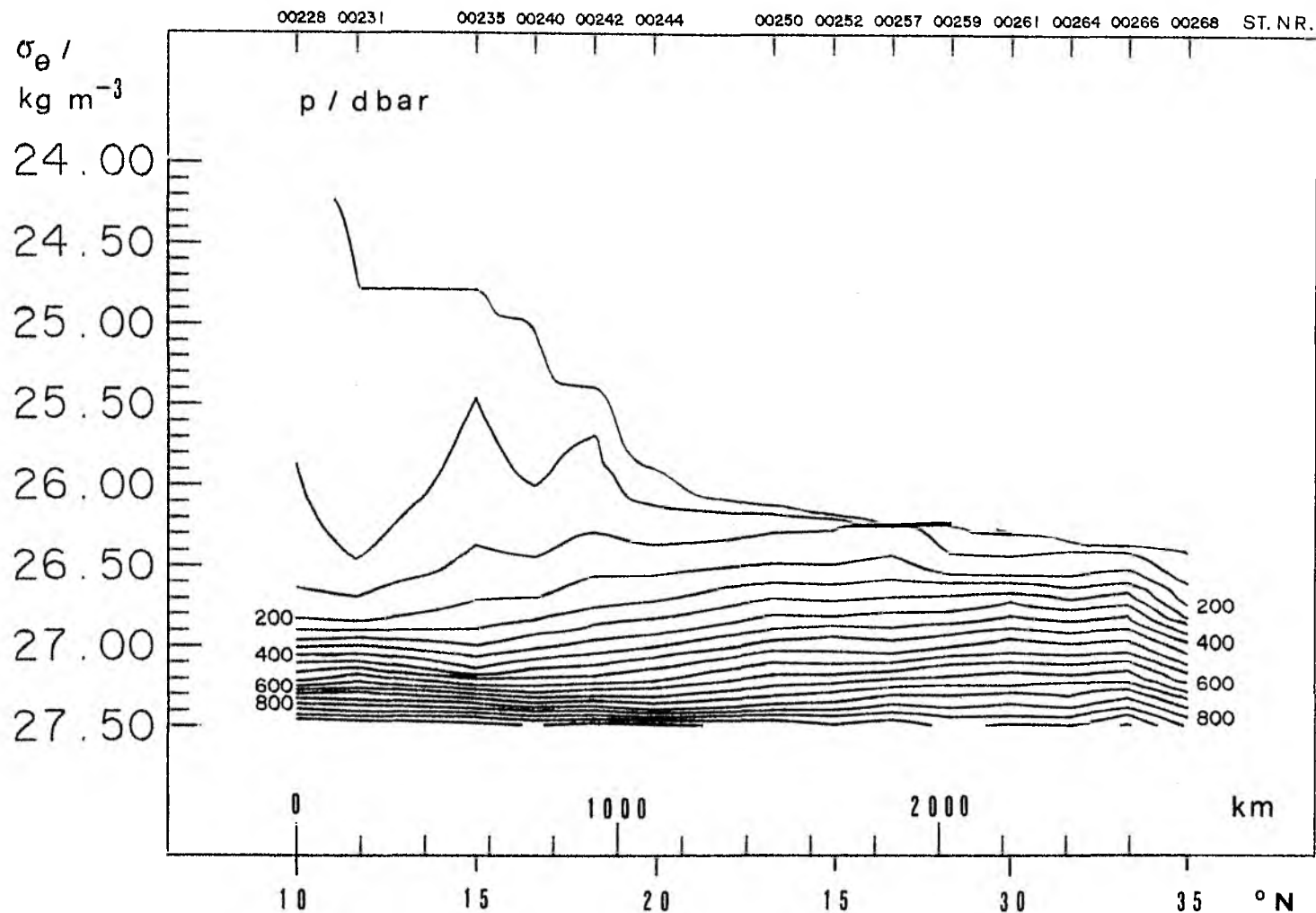


Abb. 10:

Meridionalschnitt des Druckes p (dbar) in Abhängigkeit der potentiellen Dichte σ_θ zwischen 10° und 35°N auf 33°W vom 30.03. bis 08.04.1982.

Abbildung ist eine inverse Darstellung zu Abbildung 4 und vermittelt einen Eindruck von der Schrägstellung von isobaren Flächen bezüglich des Dichtefeldes. In den subtropischen Breiten ist, von der Meeresoberfläche betrachtet, eine schwache konvexe Krümmung der Isobaren zu erkennen. In der Deckschicht, insbesondere in den niedrigen Breiten, ist die Zuordnung einer Dichtefläche zu einer Druckfläche mit einer relativ großen Ungenauigkeit behaftet. Unterhalb von 100 dbar bzw. 150 dbar ist der Verlauf der Isobaren relativ glatt und die Zuordnung besser gesichert.

Die Beschreibung der hydrographischen Situation der Warmwassersphäre in den subtropischen und den tropischen Breiten des Nordostatlantiks soll mit einem θS -Diagramm von den CTD-Profilen auf 33°W abgeschlossen werden. Es ist deutlich eine Zweiteilung in das nordatlantische (rechts) und das südatlantische (links) Zentralwasser zu sehen. Die südlichste Station auf 10°N repräsentiert jedoch keineswegs reines südatlantisches Zentralwasser. Die Profile mit dem markanten Signal des tropischen Salzgehaltsmaximums gehören zu den Stationen 235, 240 und 242.

Ein weiterer bemerkenswerter Punkt dieser θS -Darstellung ist die leichte Krümmung der $S(\theta)$ -Kurve, wo diese die nordatlantische Zentralwasserlinie beschreibt. Die ganz rechts im θS -Diagramm liegenden Kurven mit den größten Salzgehaltswerten bei festen Temperaturwerten schneiden die potentiellen Dichteflächen in einem relativ spitzen Winkel, welcher mit zunehmender Tiefe geringfügig größer wird. Die θS -Kurve stellt somit keine Gerade dar, wie dies der Fall ist, wenn das Mischprodukt zweier Wasserkörper durch turbulente Vermischung entsteht. Das ist ein Hinweis darauf, daß die Temperatur-, Salzgehalts- und Dichteunterschiede verschiedenen großen Vermischungsgeschwindigkeiten unterliegen. Dies trifft für den Prozeß der Doppeldiffusion zu. Daß die gekrümmte θS -Kurve im Bereich des Zentralwassers mit Doppeldiffusionsvorgängen in Zusammenhang steht, hat SCHMITT (1981) gezeigt. Er hat den θS -Kurvenverlauf von Zentralwassermassen allgemein als eine Kurve mit konstanten R_ρ -Werten charakterisiert. Das Dichteverhältnis R_ρ ist

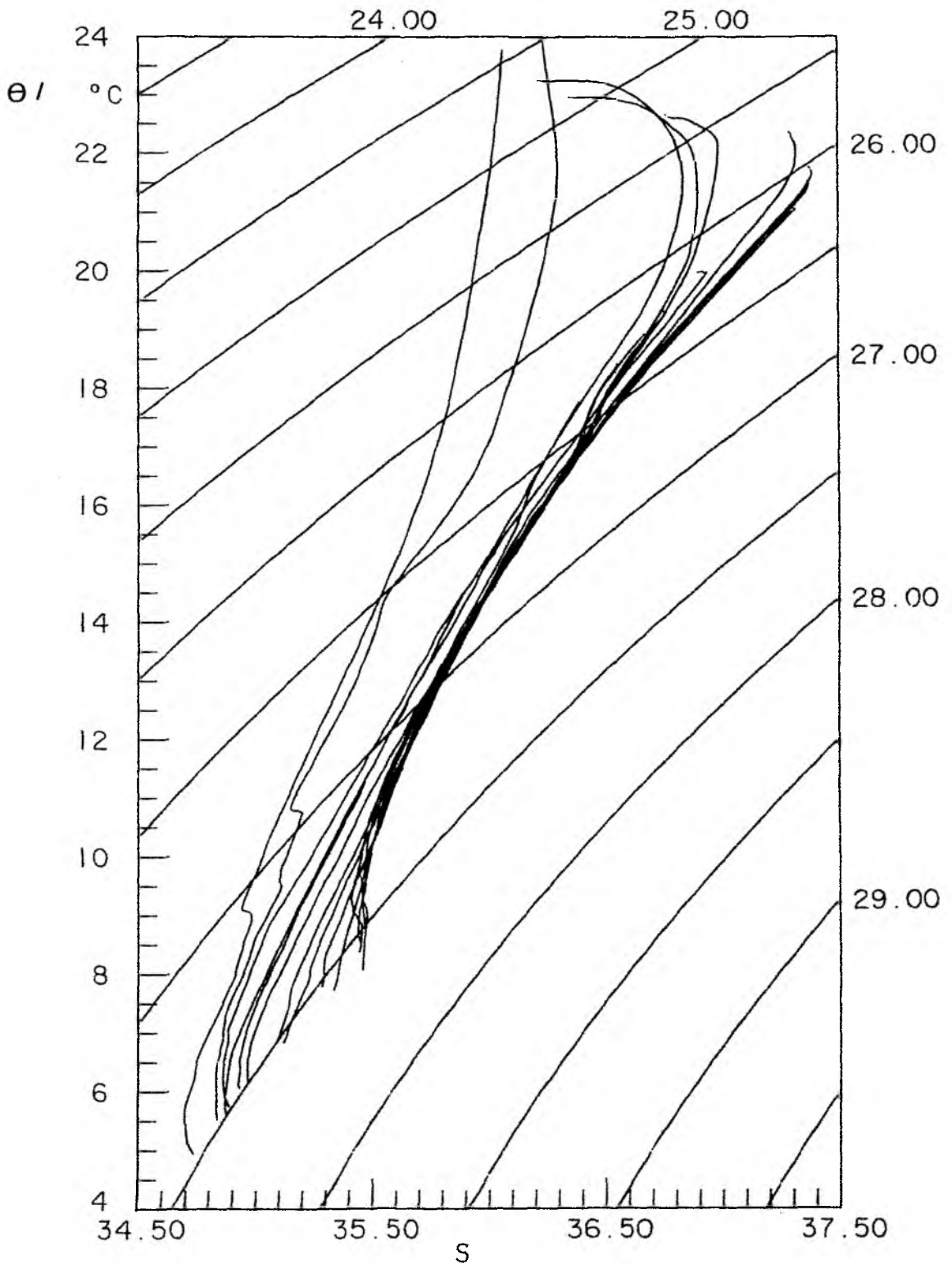


Abb. 11:

θS-Diagramm von 14 CTD-Profilen (Station 228 bis 268) zwischen 10° und 35°N auf 33°W für den Tiefenbereich von etwa 30 bis 975 dbar.

definiert als das Verhältnis der vertikalen Dichteunterschiede, die durch die Temperaturschichtung und die Salzgehaltsschichtung bestimmt werden:

$$R_{\rho} = \frac{\alpha \Delta T}{\beta \Delta S}$$

In dieser Gleichung steht α für den thermischen Expansionskoeffizienten, β für den halinen Kontraktionskoeffizienten, ΔT für den Temperaturunterschied und ΔS für den Salzgehaltsunterschied an einer Grenzschicht. Weitere Erläuterungen und Schlußfolgerungen sind in dem nächsten Kapitel zu finden.

Zusammenfassend seien die wichtigsten hydrographischen Eigenschaften noch einmal aufgezählt:

1. Die Dichteschichtung ist dynamisch durch die antizyklonale Zirkulation und auf unterschiedliche Weise von der Temperatur- und der Salzgehaltsschichtung geprägt.
2. Nördlich von ca. 20°N befindet sich das nordatlantische Zentralwasser NACW und südlich davon die Übergangszone zum südatlantischen Zentralwasser SACW, gekennzeichnet durch eine Salzgehaltsfront.
3. Die regionale Verteilung des Salzgehaltsmaximumwassers legt eine Unterteilung in eine oberflächennahe Bildungsregion in den Subtropen und in eine Ausbreitungsregion in Sprungschichttiefe in den tropischen Breiten nahe.
4. Das vertikale Salzgehaltsmaximum ändert entlang des Ausbreitungsweges seine Tiefenlage deutlich und sein Dichteniveau geringfügig.

2.2 Überblick über die physikalischen Vorgänge

Um von einer qualitativen Beschreibung der hydrographischen Verhältnisse zu einer quantitativen zu kommen, sind die im Ozean an der Vermischung beteiligten physikalischen Prozesse zu erfassen. Der erhöhte Salzgehalt an der Meeresoberfläche in den Subtropen wird von Strömungen transportiert, durch Konvergenzen der Ekman-trift abwärts transportiert und durch Wirbel vermischt. Die Vermischung geschieht des weiteren durch das Brechen von internen Wellen, in Endstadien barokliner Instabilitäten, durch Vermischung an Fronten und Rändern, durch kleinskalige Diffusionsvorgänge und durch thermohaline Konvektion. Für die wichtigsten Prozesse im Untersuchungsgebiet wird eine Einteilung in isopyknische und diapiknische Vorgänge anstatt in horizontale und vertikale vorgenommen. Hierzu seien zuerst einige Untersuchungen zu isopyknischen und anschließend zu diapiknischen Prozessen zitiert.

Bereits STOMMEL und FEDOROV (1967) haben hervorgehoben, daß es Schichten mit konstanter Dichte gibt, die sich viele Kilometer lateral verfolgen lassen. Dabei variieren die Temperatur und der Salzgehalt in einer sich kompensierenden Weise. TOMCZAK (1981) hat mittels einer Multi-Parameter-Analyse zeigen können, daß die Wassermassenverteilung des Zentralwassers hauptsächlich durch isopyknische Vermischung entstanden ist. Selbst an der Front zwischen dem NACW und dem SACW überwiegt die isopyknische Vermischung.

Gerade im Südosten des Nordatlantiks sind das isopyknische und das kartesische Koordinatensystem nicht deckungsgleich. Dort besitzen die Isopyknenflächen nennenswerte Neigungen, wie dies einer Karte von REDI (1982) zu entnehmen ist, welche aus dem Levitus-Oort-Datensatz abgeleitet worden ist.

Mittels Tracermessungen ist unter anderem von SARMIENTO (1983) nachgewiesen worden, daß der radioaktive Tracer Tritium primär auf Isopyknen in die Hauptsprungschicht gelangt.

Neben der isopyknischen Ausbreitung liefert der vorliegende Datensatz verschiedene Anzeichen für das Vorhandensein von diapynischen Vermischungsprozessen. Eine Untersuchung von MCCARTNEY (1982) über die Rezirkulation in den oberen Schichten der Subtropen hat ergeben, daß Vermischungsprozesse mit nichtisopyknischem Charakter vorhanden sind. Er hat festgestellt, daß die diapynischen Bewegungen in Quellregionen der Wassermassenbildung und bei der internen Vermischung nicht vernachlässigbar sind, denn die potentielle Vorticity ist entlang von Ausbreitungswegen nicht vollkommen konstant.

Nach HUPPERT und TURNER (1981) kann überall, wo warmes und salzreiches Wasser an der Oberfläche durch Erwärmung und Verdunstung gebildet wird, Salzfingerkonvektion erwartet werden. Die Wirkung der Salzfingerkonvektion kann Skalen mittlerer Größenordnung berühren, obwohl die Ursache in Prozessen molekularer Skala liegt, die durch die verschiedenen großen molekularen Austauschkoefizienten für die Wärme und für den Salzgehalt bedingt sind. Als nächstes seien die Bedingungen für das Auftreten von Doppeldiffusion genannt und mit den Verhältnissen während der "Meteor"-60-Expedition verglichen. Danach wird der Frage nachgegangen, wie groß die Effektivität des doppeldiffusiven Vorganges ist.

Von einem einfachen Modell hat STERN (1960) die folgende Bedingung für das Entstehen von Salz fingern abgeleitet. Ausgehend von einer Umgebung, in der die Temperatur T und der Salzgehalt S im Mittel nach oben zunehmen ($T_z > 0$ und $S_z > 0$ mit z positiv nach oben), leitet sich eine notwendige Bedingung ab:

$$\frac{\alpha T_z}{\beta S_z} < \frac{k_T}{k_S} \approx 100$$

mit

$$\alpha = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T} \quad : \text{ thermischer Ausdehnungskoeffizient}$$

$$\beta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S} \quad : \text{ haliner Kontraktionskoeffizient}$$

ρ : Dichte

k_T : molekularer Diffusionskoeffizient für Wärme

T_z : vertikaler Temperaturgradient

S_z : vertikaler Salzgehaltsgradient

k_S : molekularer Diffusionskoeffizient für Salz

Eine Erweiterung des Modells, gestützt durch Experimente, führt zu dem Ergebnis, daß sich Salzfinger an einer scharfen Grenzfläche formen können, wenn für das Dichteverhältnis

$$R_\rho = \frac{\alpha T_z}{\beta S_z} < \left(\frac{k_T}{k_S} \right)^{1.5}$$

gilt (HUPPERT und MANINS, 1973).

Der Vorgang wird durch die instabil geschichtete Komponente, hier der Salzgehalt, angetrieben. Theoretischen Betrachtungen zufolge wird dieser Mechanismus aufrechterhalten, obwohl das Wasser eine kinematische Zähigkeit ν besitzt, für die gilt: $\nu > k_T > k_S$ (STERN, 1975). Die Größe der Auftriebsflüsse und die Wachstumsrate von Fingern an Grenzflächen ist außerdem von den Eigenschaften des Systems abhängig. Hier wird lediglich auf Wärme/Salz-Systeme eingegangen.

Die Beobachtung von Salz fingern an Grenzflächen im Ozean ist unterhalb des Mittelmeerausflusses im Nordatlantik möglich. WILLIAMS (1974) ist es gelungen, Salzfinger mit einer optischen

Sonde zu registrieren. Das Vorhandensein von Grenzflächen ist an Treppenstrukturen im vertikalen Temperatur- bzw. Salzgehaltsprofil zu erkennen. Werden solche Strukturen gemessen, dann kann auf aktive Salzfingerkonvektion geschlossen werden, wie z.B. MAGNELL (1976) gezeigt hat. Jedoch nicht nur unterhalb des Mittelmeerswassers im Nordostatlantik, sondern auch im Bereich der Hauptsprungschicht sind Treppenstrukturen gemessen worden (GORDON, 1981). LAMBERT und STURGES (1976) haben in der nordöstlichen Karibischen See mehrere Treppenstufen, die über vier Tage beständig waren, beobachtet. Die Stufen dort besitzen eine mittlere Dicke von ca. 10 m, einen mittleren Temperaturschritt von ca. 0.33°C und einen mittleren Salzgehaltsschritt von 0.05.

Die gemessenen Profile der "Meteor"-60-Expedition weisen vergleichsweise schwache Treppenstrukturen auf. Eine genaue Bestimmung der Schichtdicken und der Zonen mit großen vertikalen Gradienten ist deshalb nicht möglich, weil den Salzgehaltswerten ein Rauschen überlagert ist. Dieses Rauschen ist z.B. in den Abbildungen 7 und 12, in denen die Vertikalprofile von den Stationen 189 ($28^{\circ}20'\text{N}$, 27°W) und 240 ($16^{\circ}40'\text{N}$, 33°W) dargestellt sind, zu erkennen. Das Rauschsignal ist am deutlichsten unterhalb des vertikalen Salzgehaltsmaximums in den Salzgehaltsprofilen zu sehen. Die Bestimmung von Stufen wird des weiteren erschwert, weil die vertikale Auflösung der CTD-Daten nur 1 dbar beträgt. Näheres zur Datenqualität ist in Kapitel 4.1 nachzulesen.

Die Stufenbildung stellt nicht eine notwendige Bedingung für Doppeldiffusion dar, sondern kann auch ein Ergebnis der doppeldiffusiven Aktivität sein. Die Voraussetzung für den Salzfingermechanismus liegt in der Schichtung eines Systems. Ein statisch stabil geschichtetes System, bestehend aus zwei Komponenten mit Konzentrationsgradienten, welche in entgegengesetzte Richtung auf die Dichteschichtung wirken, ist instabil bezüglich der Doppeldiffusion. Der Maßstab für das Auftreten von Salzfingerkonvektion ist das Dichteverhältnis R_{ρ} , dessen untere Grenze wie folgt hergeleitet werden kann:

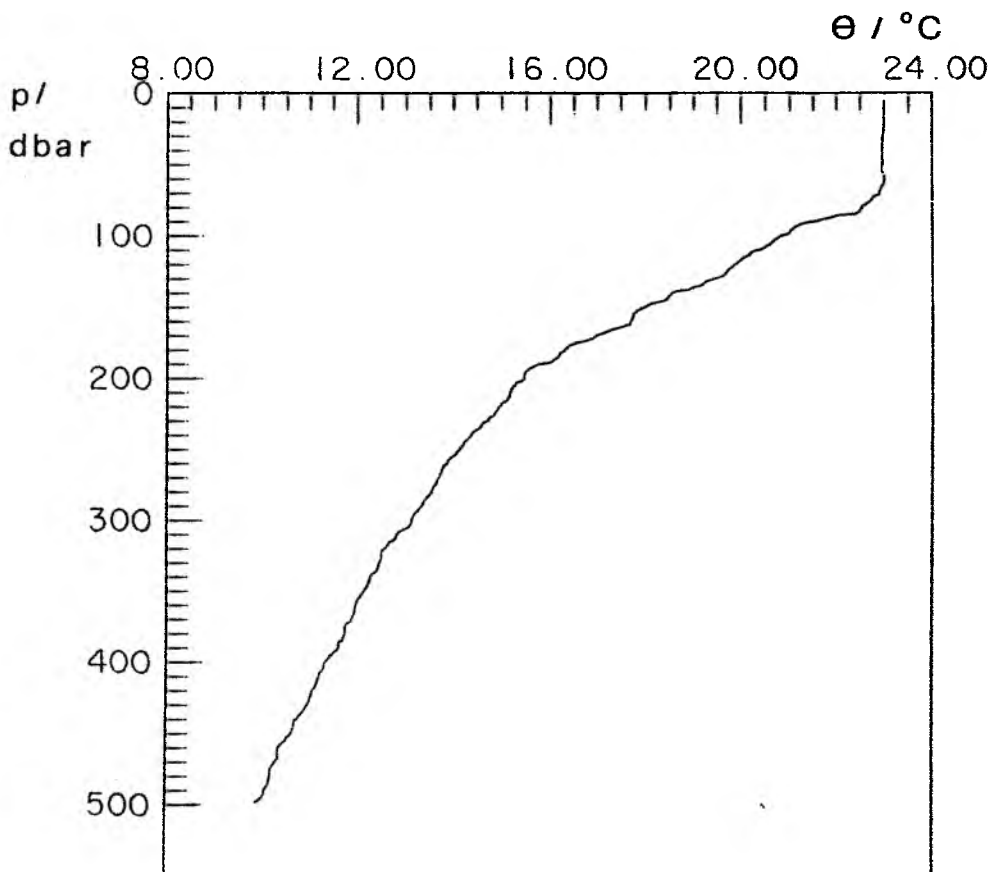
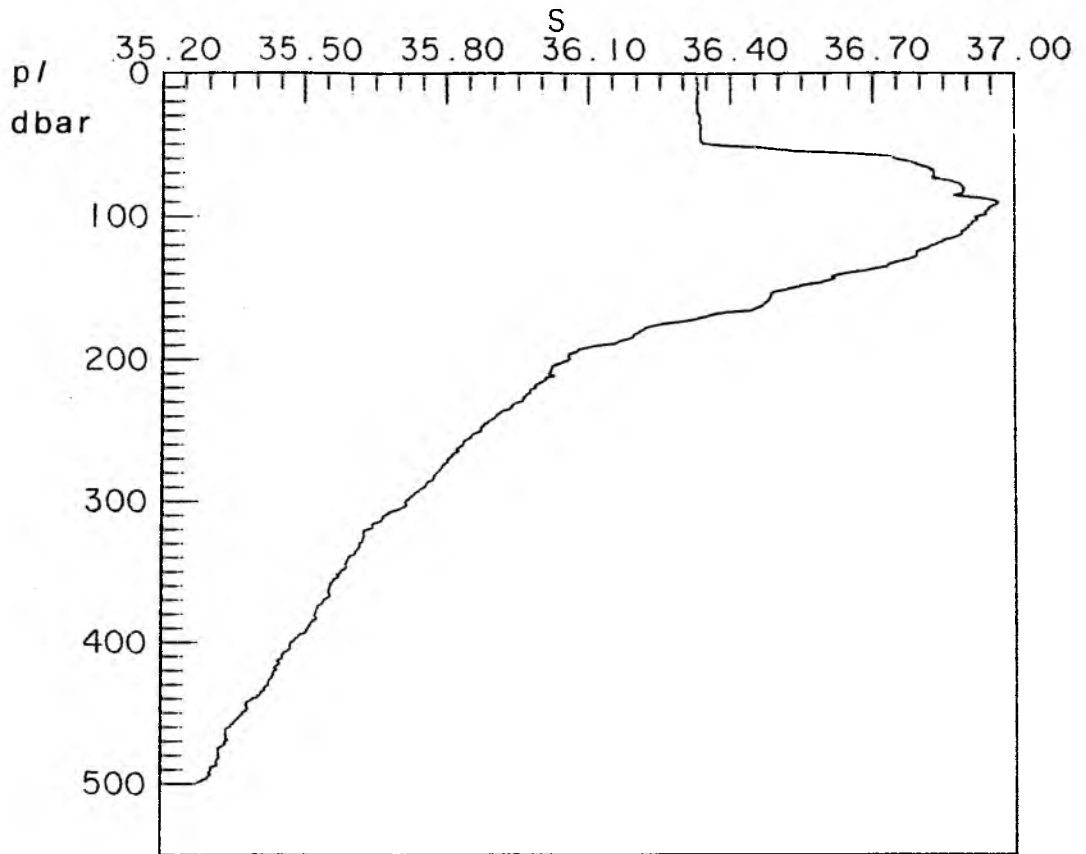


Abb. 12:

Ungeglättete Vertikalprofile des Salzgehaltes S und der potentiellen Temperatur θ von Station 240 (16°40'N, 33°W).

Führt man eine lineare Stabilitätsanalyse durch (TURNER, 1973), so gilt für die Dichte ρ als Funktion von T und S :

$$\rho = \rho_m (1 - \alpha T + \beta S)$$

mit

ρ_m : mittlere Dichte einer Wassersäule.

Die Expansionskoeffizienten α und β sind so definiert, daß sie bei einer Temperatur- bzw. Salzgehaltszunahme bei konstantem Druck positiv sind. Indifferente bzw. statische Stabilität liegt dann vor, wenn

$$\alpha T_z - \beta S_z \geq 0$$

gilt. Die untere (TURNER, 1973) und die obere (STERN, 1960) Grenze für das Dichteverhältnis R_ρ und damit eine wichtige Voraussetzung für das Auftreten von Salzfingerkonvektion ist gegeben durch:

$$1 \leq R_\rho = \frac{\alpha T_z}{\beta S_z} < \frac{k_T}{k_S}$$

Bemerkenswert ist nun, daß unterhalb des vertikalen Salzgehaltsmaximums im Bereich des Zentralwassers die Werte für das Dichteverhältnis R_ρ in der Größenordnung von 2 liegen. Dieses Ergebnis erhält man unabhängig von der Wahl des Druckintervalls (zwischen 2 und 30 dbar) zur Berechnung der vertikalen Gradienten.

Die annähernde Konstanz der R_ρ -Werte wird mit der Darstellung der R_ρ -Werte von den Stationen auf 33°W in Form eines Histogrammes belegt (Abb. 13). Dabei ist die Gradientenbildung über Druckintervalle von 6 dbar erfolgt für eine Wassersäule, dessen untere Begrenzung durch das Druckniveau der potentiellen Dichtefläche $\sigma_\theta = 26.8$ gegeben ist (s. Abb. 4). Auf die geringfügige Variation der relativen Häufigkeitsverteilung der R_ρ -Werte mit der geographischen Breite wird in Kapitel 4.5 eingegangen.

Die hier berechneten Werte für das Dichteverhältnis R_ρ erlauben den Schluß, daß in der Hauptsprungschicht, unterhalb des vertikalen Salzgehaltsmaximums, die genannte Bedingung für

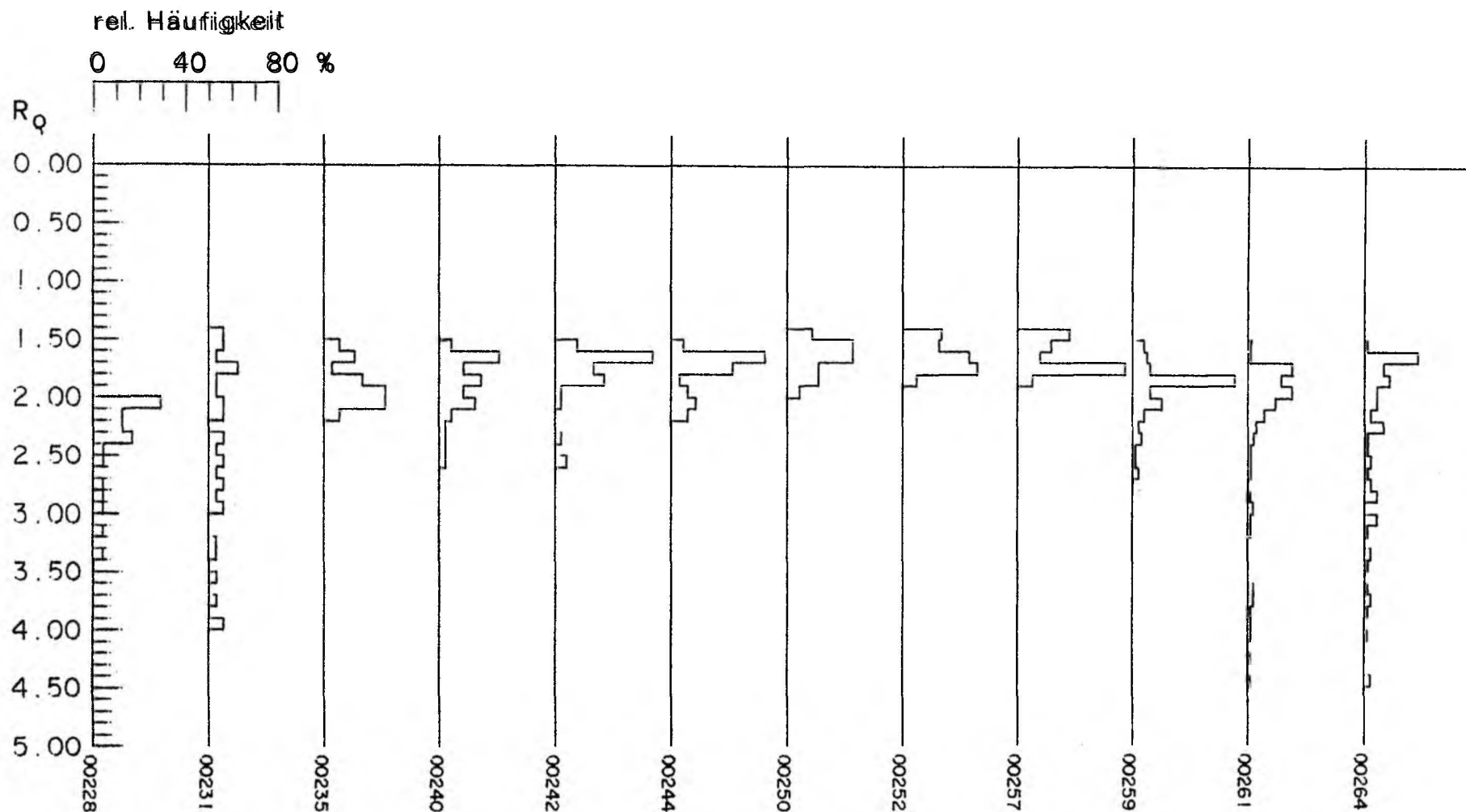


Abb. 13:

Histogramm des Dichteverhältnisses $R_\rho = \sigma T_z / (\beta S_z) = \frac{1}{\beta}$ von den Stationen 228 bis 264 zwischen 10° und $31^\circ 40' N$ auf $33^\circ W$ für die Wassersäule, die von dem vertikalen Salzgehaltmaximum und der potentiellen Dichtefläche $\sigma_\theta = 26.8 \text{ kg m}^{-3}$ begrenzt wird.

doppeldiffusive Salzfingerkonvektion erfüllt ist. Der Vollständigkeit halber seien die Regionen mit negativen vertikalen Temperatur- und Salzgehaltsgradienten, wie z.B. oberhalb des vertikalen Salzgehaltsmaximums bei Station 189 (Abb. 7) erwähnt. Hier kann ebenfalls eine doppeldiffusive Konvektion einsetzen, welche jedoch eine geringere Effektivität als die Salzfingerkonvektion hat und in dem Untersuchungsgebiet keine Rolle spielt. Mit der Bezeichnung Doppeldiffusion ist im weiteren nur noch die Salzfingerkonvektion gemeint.

Die hier ermittelten relativ kleinen Werte für das Dichteverhältnis R_ρ stehen in Übereinstimmung mit Beobachtungen von SCHMITT und EVANS (1978) im nordatlantischen Zentralwasser. Die Effektivität des doppeldiffusiven Vorganges gewinnt an Bedeutung, je stärker sich das Dichteverhältnis R_ρ dem Wert 1 nähert. Dies ergibt sich zum einen aus Arbeiten theoretischer Art, die zeigen, daß die Wachstumsrate von Salz fingern mit abnehmenden R_ρ -Werten ansteigt. In anderen Arbeiten, meist experimenteller Art, wird nachgewiesen, daß mit abnehmenden R_ρ -Werten die beteiligten Auftriebsflüsse zunehmen.

Zum ersten Punkt sind die Überlegungen von STERN (1975) zu nennen, der von den genäherten (Boussinesq) Bewegungs- und Erhaltungsgleichungen ausgegangen ist. Diesen Ansatz hat SCHMITT (1979a) übernommen und mittels Ähnlichkeitslösungen zeigen können, daß mit Annäherung des Dichteverhältnisses R_ρ an 1 die Wachstumsrate der am schnellsten wachsenden Finger exponentiell zunimmt.

Zum zweiten Punkt sind als einige der frühesten Experimente die von TURNER (1967) zu nennen. Er hat die Wärme- und Salzflüsse an einer Fingergrenzfläche in Abhängigkeit des Dichteverhältnisses R_ρ gemessen. Der konvektive Salzfluß nimmt mit abnehmenden R_ρ -Werten zu. Eine Parameterisierung des Salzflusses mit Hilfe von Austauschkoefizienten liefert Werte, die in der Größenordnung von den vertikalen turbulenten Austauschparametern ($K_S \approx 5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) in der Deckschicht liegen.

Der Parameterisierung des Salzflusses bei einer konvektiv instabilen Schichtung liegen theoretische Betrachtungen zugrunde (TURNER, 1973). Eine konvektiv instabile Schichtung liegt vor, wenn die Rayleigh-Zahlen groß sind bzw. einen kritischen Wert überschreiten. Die Rayleigh-Zahl beschreibt das Gleichgewicht zwischen einer antreibenden Auftriebskraft und den entgegen wirkenden, stabilisierenden Effekten, welche die molekulare Diffusion und die kinematische Zähigkeit ausüben (TURNER, 1981). Die konvektiven Wärme- oder Salzflüsse an einer Grenzfläche sind proportional zur $4/3$ -Potenz des Temperatur-, bzw. Salzgehaltsunterschiedes an der Grenzfläche. Diesen funktionalen Zusammenhang hat SCHMITT (1979) mit Laborexperimenten bestätigen können. Die Bestimmungsgleichung für den doppeldiffusiven Salzfluß in Dichteeinheiten βF^S an einer Grenzfläche mit einem Salzgehaltsunterschied ΔS heißt:

$$\beta F^S = C \cdot (g k_T)^{1/3} (\beta \Delta S)^{4/3}$$

mit

g : Schwerebeschleunigung

k_T : molekularer Wärmeaustauschkoeffizient

$C = C(R_\rho)$.

Eine Anpassung der Messungen von SCHMITT (1979b) liefert für Abhängigkeit des Faktors C von R_ρ die Gleichung (SCHMITT, 1981):

$$C(R_\rho) = (0.05 + 0.3 \cdot R_\rho^{-3}).$$

Generell ist bei dem Vorgang der Salzfingerkonvektion der beteiligte abwärts gerichtete Salzfluß ausgedrückt in Dichteeinheiten (βF^S) größer als der ebenfalls nach unten gerichtete Wärme fluß ausgedrückt in Dichteeinheiten (αF^T):

$$\beta F^S - \alpha F^T > 0 \text{ ("buoyancy flux").}$$

Das bedeutet, daß insgesamt bei der Doppeldiffusion Dichte nach unten gegen den mittleren Dichtegradienten transportiert wird. Anders ausgedrückt, entspricht das dem Freisetzen von potentieller

Energie. Die Salzfingerkonvektion ist ein irreversibler Vorgang, bei dem potentielle Energie abgebaut wird (McDOUGALL, 1981). Ohne hier Beträge zu nennen, kann davon ausgegangen werden, daß ausreichend potentielle Energie als Folge von Verdunstungsüberschuß und Windschubspannung zur Verfügung steht. Eine einfache Abschätzung ist unter anderem bei STERN (1969) und bei SCHMITT und EVANS (1978) zu finden.

Eine weitere Analyse von SCHMITT (1981) kommt zu dem Ergebnis, daß die nahezu konstanten R_ρ -Werte im Bereich der Zentralwassermassen nur im Zusammenhang mit doppeldiffusiven Flüssen denkbar sind. GARRETT und SCHMITT (1982) führen aus, daß der Prozeß der Salzfingerkonvektion innerhalb der Zentralwassermassen der dominierende vertikale Vermischungsprozeß ist. Interne Wellen und schwache Scherströmungen stören diesen Vorgang nicht, sondern erhöhen mitunter die Wachstumsrate von Salz fingern. Eine größere Wachstumsrate hat eine Zunahme des abwärtigen Dichteflusses zur Folge, dies eine Erhöhung des vertikalen Dichtegradienten und damit der Brunt-Väisälä-Frequenz und des Dichteverhältnisses R_ρ . Ein größerer R_ρ -Wert bedingt wiederum eine Abnahme des doppeldiffusiven Salzflusses, so daß sich der Kreis der Wechselwirkungen schließt.

Im Bereich der Zentralwassermassen ist deshalb ein nahezu konstantes Dichteverhältnis R_ρ zu finden, denn eine Störung in dem Dichteverhältnis R_ρ wird durch die resultierenden Flüsse wieder rückgängig gemacht. Eine Energiebetrachtung von HOLYER (1981) zeigt, daß bei diesen Wechselwirkungen Energie von den kleinen Skalen der Salzfinger zu den größeren der Internen Wellen transferiert werden kann.

Nachdem nun gezeigt worden ist, daß in dem Untersuchungsgebiet Doppeldiffusionsvorgänge stattfinden, sei auf ein Merkmal hingewiesen, welches die Effektivität dieses Vorganges auf größeren Horizontalskalen ermessen läßt. Gemeint ist das Ansteigen des vertikalen Salzgehaltsmaximums durch Isopyknenflächen bei der

Ausbreitung nach Süden. Hierbei stößt warmes, salzreiches Wasser auf einer Dichtefläche gegen kälteres und salzärmeres vor. Vergleicht man das Dichteniveau des Maximums zwischen Station 244 und 242 (Abb. 9), dann findet man eine Dichteabnahme von mehr als 0.2 kg m^{-3} auf einer Strecke von ca. 180 km. Diese Änderung ist vermutlich eine Folge der verschiedenen großen Auftriebsflüsse, die die Doppeldiffusion begleiten. Im Gegensatz hierzu ist beispielsweise an der antarktischen Polarfront ein Absinken eines kalten, salzarmen Wassereinschubes festgestellt worden (JOYCE et al., 1978).

Zur Erläuterung dieses Verhaltens ist die bisherige eindimensionale Beschreibung des Prozesses der Doppeldiffusion auf eine zweidimensionale Betrachtungsweise zu erweitern. Auf diese Weise hat STERN (1967) die Bildung von Wassermasseneinschüben, auch Intrusionen genannt, als Entstehungsmechanismus für die Doppeldiffusion beschrieben. Er hat dargelegt, daß sich kompensierende Temperatur- und Salzgehaltsvariationen auf einer Isopyknenfläche durch schwache vertikale Scherströmungen in relativ starke vertikale Temperatur- und Salzgehaltsgradienten überführt werden können, die dann doppeldiffusive Flüsse zur Folge haben.

Wie bereits erwähnt, ist der bei Doppeldiffusion beteiligte Dichtefluß βF^S als Folge des Salzflusses größer als der Dichtefluß αF^T als Folge des Wärmeflusses. Deshalb wird sich eine warme, salzreiche Wassermasse oberhalb einer kälteren, salzärmeren nur geringfügig abkühlen, aber merklich salzärmer und somit leichter werden und aufsteigen. Das Resultat einer aufsteigenden Bewegung bezüglich des Dichtefeldes erhält man auch unter Berücksichtigung der entgegengesetzten Dichteflüsse an der oberen diffusiven Grenzfläche einer Intrusion (TURNER, 1978).

Die Bildung und das Vordringen von Intrusionen kann ein selbständig ablaufender Prozeß sein (TURNER, 1978). Wie eine vertikal instabil geschichtete Salzgehaltsverteilung ist auch ein seitlicher Salzgehaltsgradient als eine Quelle potentieller Energie an-

zusehen, woraus sich Intrusionen entwickeln können (JOYCE, 1977 und TOOLE und GEORGI, 1981).

Neben dem Aufsteigen einer warmen, salzreichen Intrusion zu Niveaus niedrigerer Dichte, kann jedoch wegen des abwärtsgerichteten Salztransportes ein Sinken des Kerns der Intrusion, des Salzgehaltsmaximums, beobachtet werden (TURNER, 1978). Möglicherweise trägt solch ein Vorgang dazu bei, daß das vertikale Salzgehaltsmaximum nicht an einen festen Tiefenhorizont gebunden ist (Abb. 6). Auf die komplizierten Vorgänge, die sich im Zusammenhang mit Intrusionen ergeben, sei hier nicht weiter eingegangen. Eine Analyse von Feinstrukturen ist mit dem zugrundeliegenden Datensatz auch nur sehr schlecht möglich.

Eine theoretische dreidimensionale Behandlung dieser Thematik ist bei POSMENTIER und HIBBARD (1982) zu finden. Es sei abschließend auf die Messungen von GREGG (1980) hingewiesen. Er hat anhand eines bezüglich Raum und Zeit recht hoch auflösenden Datensatzes Intrusionen dreidimensional erfassen und zahlreiche theoretische Überlegungen bestätigen können.

Aus dem Vergleich der Beobachtungen während der "Meteor"-60-Expedition mit experimentellen und theoretischen Arbeiten anderer Autoren haben sich einige bedeutende Punkte ergeben:

1. Wassermassen wie das tropische Salzgehaltsmaximumwasser breiten sich bevorzugt auf Flächen konstanter Dichte aus.
2. Die Dichteschichtung ist statisch stabil, jedoch bezüglich der Salzgehaltsschichtung unterhalb des vertikalen Salzgehaltsmaximumwassers instabil.
3. Im Bereich des Zentralwassers, unterhalb des vertikalen Salzgehaltsmaximums, besitzt das Dichteverhältnis R_ρ nahezu konstante Werte.

4. Eine Häufigkeitsverteilung der berechneten R_p -Werte zeigt, daß die meisten dieser Werte zwischen 1.4 und 2.0 liegen.
5. Das tropische Salzgehaltsmaximum, vergleichbar mit einer warmen, salzreichen Intrusion, steigt bei seiner Ausbreitung in Niveaus mit kleinerer Dichte auf.

Zusammenfassend kann hieraus geschlossen werden, daß in dem Untersuchungsgebiet neben den isopyknischen Vorgängen die Salzfingerkonvektion als ein wichtiger diapyknischer Prozeß zu beachten ist. Zwei unabhängige Abschätzungen von doppelldiffusiven Salzflüssen in der Hauptsprungschicht von GORDON (1981) im Südatlantik und von LAMBERT und STURGES (1977) in der Karibischen See liefern Werte für solche Salzflüsse. Diese liegen in der Größenordnung des Salzflusses, der durch den Überschuß der Verdunstung über den Niederschlag in den Subtropen induziert wird. Insgesamt sind aktive Doppeldiffusionsvorgänge mit relativ intensiven Salzflüssen zu vermuten.

2.3 Zielsetzung

Das Ziel dieser Untersuchung ist es, die wichtigsten Prozesse mittlerer Größenordnung, die zu der gefundenen Salzgehaltsverteilung führen, quantitativ zu bestimmen. Dazu bietet sich eine Erhaltungsgleichung für den Salzgehalt an, um das Gleichgewicht der verschiedenen Flüsse zu ermitteln. Die zuvor beschriebenen Charakteristika der hydrographischen Verhältnisse in der oberen Warmwassersphäre des Nordostatlantiks und die erwähnten Untersuchungen führen zu zwei wesentlichen Bedingungen, die an eine Salzerhaltungsgleichung zu stellen sind:

- a) Es ist physikalisch richtiger, die beteiligten Vorgänge in isopyknische und diapyknische Vorgänge anstatt in horizontale und vertikale einzuteilen. Das bedeutet, die Erhaltungsgleichung ist nicht in einem kartesischen Koordinatenraum aufzustellen, sondern in einem Koordinatensystem, in dem die zwei Achsen in der Ebene parallel zu den Dichteflächen und die dritte Achse senkrecht zu den Dichteflächen verlaufen.
- b) Als einer der diapyknischen Prozesse ist die Salzfingerkonvektion zu berücksichtigen. Die Wirkung der Salzfingerkonvektion ist gesondert zu parameterisieren, da im Gegensatz zur turbulenten Vermischung die Wärme- und Salzflüsse verschieden groß sind.

Der zugrundeliegende Datensatz erlaubt nur eine mesoskalige Analyse. Es soll untersucht werden, wie groß die Wirkung der Doppeldiffusion ist. Da die zwei CTD-Schnitte 25 Breitengrade, das sind mehr als 2700 km, überstreichen, soll einer meridionalen Abhängigkeit im Gleichgewicht der Flüsse nachgegangen werden. Zur Klärung dieser Fragen sind zuvor die isopyknischen und diapyknischen turbulenten Vermischungskoeffizienten zu bestimmen.

3. AUFSTELLUNG EINER SALZERHALTUNGSGLEICHUNG

3.1 Allgemeiner Ansatz

Die zu wählende Diffusionsgleichung soll hinsichtlich der beabsichtigten Untersuchung alle wichtigen physikalischen Prozesse beinhalten. Dabei sollen die einzelnen Vorgänge möglichst sinnvoll parameterisiert werden. Die Untersuchung wird unterhalb der oberflächennahen Deckschicht durchgeführt, da dort die verschiedenen Oberflächenflüsse entfallen können.

Die Diffusionsgleichung muß die folgenden Prozesse beinhalten:

- isopyknische und diapyknische Advektion
- isopyknische und diapyknische turbulente Vermischung
- diapyknische Konvektion durch Doppeldiffusion.

Die Parameterisierung der turbulenten isopyknischen und diapyknischen Vermischung geschieht mit Hilfe des Gesetzes der Fick'schen Diffusion. Dieses Gesetz besagt, daß ein Konzentrationsunterschied einen Diffusionsstrom induziert, der von hohen Konzentrationswerten zu niedrigeren gerichtet ist. Je größer der Konzentrationsgradient ist, desto größer ist auch der Ausgleichstrom. Somit ist die zeitliche Änderung einer Erhaltungsgröße durch das Produkt eines positiven Diffusionskoeffizienten mit der Divergenz des Konzentrationsgradienten gegeben. Die Größe des Diffusionskoeffizienten für den Ozean hängt von der Effektivität eines Vermischungsvorganges ab und kann sich mit dem Ort ändern (TURNER, 1981).

Die isopyknische turbulente Vermischung wird ganz wesentlich durch barokline Wirbel bewirkt. Die diapyknische turbulente Vermischung hat aufgrund der kleineren Skalen der Vertikalbewegungen eine deutlich geringere Intensität, soll hier jedoch nicht vernachlässigt werden. Der turbulente Austausch hat für Salz und Wärme die gleichen Diffusionsraten. In diesem Punkt unterscheidet sich der Salzfingerprozeß von der turbulenten Vermischung. Deshalb muß die Salzfingerkonvektion, die durch die instabile Salzgehaltsschichtung hervorgerufen wird, gesondert behandelt werden.

Die Formulierung der Diffusionsgleichung in einem isopyknischen Koordinatenraum, in dem die Achsen tangential und normal zu Isopyknenflächen gerichtet sind, ist nicht nur physikalisch sinnvoll, sondern birgt noch weitere Vorteile:

- a) Vertikalbewegungen durch Interne Schwerewellen verschwinden, denn die Isopyknen bewegen sich mit den Wellen.
- b) Die Region mit den recht großen vertikalen Dichtegradienten in der tropischen Sprungschicht, wo das vertikale tropische Salzgehaltsmaximum zu finden ist, wird besser aufgelöst.
- c) Da die physikalischen Prozesse von der Orientierung des Dichtefeldes abhängig sind, können sie in einem isopyknischen Koordinatensystem genauer bestimmt werden. Die Genauigkeit schlägt sich insbesondere in den Vermischungsparametern nieder. Je nachdem welche Neigung die Isopyknen besitzen, können die Austauschparameter über- oder unterschätzt werden.

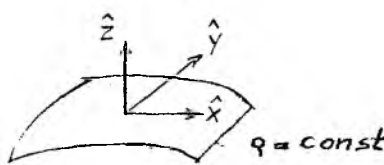
3.2 Herleitung einer Diffusionsgleichung in einem isopyknischen Koordinatensystem

Ein allgemeiner Ansatz für eine vollständige Salzerhaltungsgleichung ist in einer Arbeit von McDOUGALL (1984) zu finden. Bevor die Bilanzgleichung vorgestellt wird, soll ein wichtiger Grundgedanke erläutert werden.

Es ist in der Praxis sehr schwer, die vertikale Advektionsgeschwindigkeit zu messen. Der Einfachheit halber wird diese Geschwindigkeitskomponente oftmals vernachlässigt. Da diese Größe in der Erhaltungsgleichung jedoch als Faktor beim relativ großen vertikalen Salzgehalts- bzw. Temperaturgradienten auftritt, ist dieses Produkt nicht von vornherein vernachlässigbar. Deshalb wird die vertikale Geschwindigkeitskomponente wie folgt substituiert:

Es werden sowohl die Erhaltungsgleichung für den Salzgehalt S als auch die analoge Gleichung für die potentielle Temperatur θ in ei-

nem isopyknischen Koordinatenraum aufgestellt. Die Achsen, die parallel zu den Dichteflächen gerichtet sind, heißen \hat{x} und \hat{y} und die normal zu den Dichteflächen gerichtete dritte Achse, sei \hat{z} genannt. Die positive \hat{x} -Achse ist nach Osten und die positive \hat{y} -Achse nach Norden gerichtet. Die Richtung von \hat{z} ist gegeben durch den Einheits-Vektor:

$$-\frac{\nabla \rho}{|\nabla \rho|} \quad \text{mit } \nabla \rho : \text{Dichtegradient.}$$


$$\begin{aligned} S_t + \hat{u} \cdot \frac{\partial S}{\partial \hat{x}} + \hat{v} \cdot \frac{\partial S}{\partial \hat{y}} + \hat{w} \cdot \frac{\partial S}{\partial \hat{z}} &= \frac{\partial}{\partial \hat{x}} \left(K_i \frac{\partial S}{\partial \hat{x}} \right) + \frac{\partial}{\partial \hat{y}} \left(K_i \frac{\partial S}{\partial \hat{y}} \right) \\ &\quad + \frac{\partial}{\partial \hat{z}} \left(K_d \frac{\partial S}{\partial \hat{z}} \right) - \frac{\partial}{\partial \hat{z}} F^S \\ \theta_t + \hat{u} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial \hat{x}} + \hat{v} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial \hat{y}} + \hat{w} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial \hat{z}} &= \frac{\partial}{\partial \hat{x}} \left(K_i \frac{\partial \theta}{\partial \hat{x}} \right) + \frac{\partial}{\partial \hat{y}} \left(K_i \frac{\partial \theta}{\partial \hat{y}} \right) \\ &\quad + \frac{\partial}{\partial \hat{z}} \left(K_d \frac{\partial \theta}{\partial \hat{z}} \right) - \frac{\partial}{\partial \hat{z}} F^\theta \end{aligned}$$

Index t: Differentiation bzgl. der Zeit

\hat{u} , \hat{v} : Geschwindigkeitskomponenten in der lokalen Isopyknenebene

\hat{w} : Geschwindigkeitskomponente senkrecht zur Isopyknenfläche

K_i : isopyknischer turbulenter Diffusionskoeffizient

K_d : diapyknischer turbulenter Diffusionskoeffizient

F^S : doppeldiffusiver Salzfluß

F^θ : doppeldiffusiver Wärmefluß

Die doppeldiffusiven Flüsse F^S und F^θ sind positiv in Richtung der diapyknischen Koordinate z definiert.

Die Substitution der Geschwindigkeitskomponente \hat{w} in der Salzerhaltungsgleichung erfolgt mittels der Erhaltungsgleichung für die potentielle Temperatur. Die so gewonnene Diffusionsgleichung läßt sich unter Verwendung von drei Voraussetzungen, die im fol-

genden erläutert werden, vereinfachen. Die Voraussetzungen beziehen sich auf Gleichgewichtszustände, die bei indifferenter Schichtung bestehen. Flächen, entlang derer die Schichtung neutral ist, nennt McDOUGALL (1984) neutrale Flächen. Lokal fällt eine neutrale Fläche mit einer Dichtefläche zusammen, so daß dort die Dichteflächen die Eigenschaften von neutralen Flächen besitzen. Aus den Eigenschaften von neutralen Flächen können die genannten drei Voraussetzungen hergeleitet werden.

Ist die in situ-Dichte ρ eine Funktion von Salzgehalt S , potentieller Temperatur θ und Druck p , dann ist die lokale Tangentialfläche einer neutralen Fläche wie folgt gegeben:

$$\frac{1}{\rho} \nabla_j \rho = \beta \nabla_j S - \alpha \nabla_j \theta + \kappa \nabla_j p$$

mit ∇_j : zweidimensionaler Gradientoperator

$$\nabla_j = \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}$$

$\rho(s, \theta, p)$: in situ-Dichte

α : thermischer Expansionskoeffizient

$$\alpha(S, \theta, p) = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial \theta} \bigg|_{S, p}$$

β : haliner Kontraktionskoeffizient

$$\beta(S, \theta, p) = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S} \bigg|_{\theta, p}$$

κ : Kompressibilitätskoeffizient

$$\kappa(S, \theta, p) = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial p} \bigg|_{S, \theta}$$

Ein Wasserteilchen bewegt sich entlang einer neutralen Fläche isentrop, d.h.

$$d\eta = 0.$$

Hieraus leitet sich die erste Voraussetzung ab:

$$\alpha \nabla_j T = \beta \nabla_j S.$$

Für isentrope Vertikalbewegungen gibt die Brunt-Väisälä-Frequenz Auskunft über die statische Stabilität. Die Brunt-Väisälä-Frequenz als Funktion von θ , S und p mit der in situ-Dichte $\rho(\theta, S, p)$ lautet, wobei θ und S des isentrop bewegten Teilchens konstant bleiben (GILL, 1982):

$$N^2 = g(\alpha \theta_z - \beta S_z)$$

mit

g : Schwerebeschleunigung

Index z : vertikale Ableitung

Für eine neutrale Schichtung gilt $N = 0$. Somit lautet die zweite Voraussetzung:

$$\alpha \theta_z = \beta S_z.$$

Eine ähnliche Überlegung liefert die dritte Voraussetzung:

$$\alpha \theta_t = \beta S_t.$$

Um die Diffusionsgleichung in eine übersichtliche Form zu überführen, werden außerdem partielle Ableitungen der Gleichungen, die die Voraussetzungen beschreiben, verwendet. Die einzelnen Rechenschritte werden hier nicht vorgeführt; sie sind bei McDOUGALL (1984) nachzulesen. Die zur Umformung der Erhaltungsgleichung verwendeten abgeleiteten Gleichungen enthalten partielle Ableitungen der Koeffizienten α und β . Von diesen können die nachstehenden als vernachlässigbar klein angesehen werden:

$$\frac{\partial \alpha}{\partial S} = - \frac{\partial \beta}{\partial \theta} \sim 0$$

$$\frac{\partial \beta}{\partial p} = \frac{\partial \alpha}{\partial S} \sim 0$$

$$\frac{\partial \beta}{\partial S} \sim 0$$

Die Ausnutzung der Beziehungsgleichungen und der Näherungen führt zu der vollständigen Erhaltungsgleichung für den Salzgehalt S , welche in einem isopyknischen Koordinatenraum gilt:

$$S_t + (\underline{v} - \nabla_j K_i) \cdot \nabla_j S = \\ K_i \nabla_j^2 S + K_d \frac{g}{N^2} (\theta_z)^3 \alpha \frac{d^2 S}{d\theta^2} - F_z^S \frac{R_\rho - 1}{R_\rho - 1} + \\ K_i \frac{g}{N^2} S_z \left[\frac{\partial \alpha}{\partial \theta} |\nabla_j \theta|^2 + \frac{\partial \alpha}{\partial p} \nabla_j p \cdot \nabla_j \theta \right]$$

Index t : Ableitung bzgl. der Zeit auf einer Dichtefläche

Index z : Ableitung bzgl. der diapyknischen Raumkoordinate

∇_j : zweidimensionaler Gradientoperator in der isopyknischen Tangentialebene

\underline{v} : zweidimensionaler Geschwindigkeitsvektor in der isopyknischen Tangentialebene

K_i : isopyknischer turbulenter Austauschkoeffizient

K_d : diapyknischer turbulenter Austauschkoeffizient

g : Schwerebeschleunigung

N : Brunt-Väisälä-Frequenz

$N^2 = g (\alpha \theta_z - \beta S_z)$

α : thermischer Expansionskoeffizient

F_z^S : diapyknische Divergenz des doppeldiffusiven Salzflusses F_S

R_ρ : Dichteverhältnis

$$R_\rho = \frac{\alpha \theta_z}{\beta S_z}$$

r : Verhältnis der diapynischen Divergenzen der doppeldiffusiven Wärme- und Salzauftriebsflüsse

$$r = \frac{\alpha F_z^T}{\beta F_z^S}$$

p : Druck

Zusammenfassend ergibt sich eine Balance zwischen der zeitlichen Änderung des Salzgehaltes und der Advektion mit der isopyknischen und der diapynischen turbulenten Vermischung, der Divergenz des diapynischen doppeldiffusiven Salzflusses und zwei diapynischen Flüssen, bedingt durch die Nichtlinearität der Zustandsgleichung.

Durch die Elimination der diapynischen Advektionsgeschwindigkeit aus zwei Erhaltungsgleichungen hat der diapynische Vermischungsterm eine etwas ungewöhnliche, jedoch korrekt abgeleitete Form angenommen. Die Form der isopyknischen Terme dagegen ist unverändert. Die diapynische Vermischung wird im wesentlichen durch die Krümmung der θS -Kurve bestimmt. Die Krümmung der θS -Kurve ist hier durch die zweite Ableitung des Salzgehaltes S nach der potentiellen Temperatur θ gegeben, wobei θ die unabhängige Variable darstellt. Der Anteil der diapynischen Vermischung ist besonders groß, wenn $d^2S/d\theta^2$ groß ist, wie z.B. im Bereich des tropischen Salzgehaltsmaximumwassers oder im Bereich des antarktischen Zwischenwassers. Innerhalb des dazwischenliegenden nordatlantischen Zentralwassers ist die diapynische turbulente Vermischung entsprechend kleiner. Die Krümmung der θS -Kurve kann direkt aus einem CTD-Profil berechnet werden.

Die Umformung der Diffusionsgleichung hat außerdem der Divergenz des doppeldiffusiven Salzflusses einen Faktor hinzugefügt und zwei weitere Terme mit sich gebracht. Die beiden letzten Terme in der Bilanzgleichung haben sich aus der Nichtlinearität der Zustandsgleichung ergeben. Der erste Effekt ist als "cabbeling" bekannt und ist durch die Temperaturabhängigkeit des thermischen

Expansionskoeffizienten bedingt. Der zweite Effekt resultiert aus der Temperaturabhängigkeit der Kompressibilität bzw. der Druckabhängigkeit des thermischen Expansionskoeffizienten. In beiden Fällen wird durch die isopyknische Vermischung zweier Wasserarten mit unterschiedlichen θ - und S -Werten, jedoch gleicher Dichte, eine neue Wasserart mit einem anderen Dichtewert gebildet, welche eine diapyknische Bewegung bedingt. Der Cabbeling-Effekt führt zu einer Absinkbewegung. Ausgehend von T - und S -Gradienten entlang einer Dichtefläche und nur kleinen vertikalen Dichtegradienten zeigen GARRETT und HORNE (1978), daß die durch den Cabbeling-Effekt hervorgerufene Sinkgeschwindigkeit beachtliche Werte annehmen kann. Die Voraussetzung für solch einen Prozeß ist in den tropischen Breiten im Niveau des Salzgehaltmaximumwassers gegeben (Abb. 9). Jedoch schwächt die relativ starke Dichteschichtung die Absinkbewegung ab.

Der zweite durch die Nichtlinearität der Zustandsgleichung bedingte Effekt führt im Untersuchungsgebiet ebenfalls Überwiegend zu kleinen Abwärtsbewegungen. Der Grund für die Absinkbewegung liegt in der geringeren Kompressibilität eines warmen Wasserteilchens gegenüber einem kälteren. Die isopyknische Vermischung eines warmen Wasserteilchens mit einem kälteren, welches sich in einer geringeren Tiefe befindet, führt dazu, daß das warme Wasserteilchen schwerer als die Umgebung wird und folglich absinkt.

Dieser Effekt spielt jedoch eher bei der Bildung von Bodenwasser und bei sehr ausgeprägten Wassermassenfronten eine Rolle. Dazu sind die Feinstrukturuntersuchungen von SCHMITT und GEORGI (1982) an der Wassermassenfront, die in Verbindung mit dem Nordatlantischen Strom steht, zu nennen. Die dort beobachteten Wassermasseneinschübe sind von sehr großen Temperaturgradienten quer zur Front begleitet. Die Wirkung der dadurch resultierenden Variation der Kompressibilität kann mit einer vertikalen Verschiebung der potentiellen Dichtefläche um 10 bis 20 m, je nach Referenzdruckfläche, beschrieben werden.

Eine ähnlich starke, isopyknische Temperaturfront ist in dem Untersuchungsgebiet nicht anzutreffen. Es genügt ein Vergleich der Größenordnungen der Temperatur- und der Druckabhängigkeit des thermischen Expansionskoeffizienten:

$$\frac{\partial \alpha}{\partial \theta} \approx 10^{-5} (^\circ\text{C})^{-2}$$

$$\frac{\partial \alpha}{\partial p} \approx 2 \cdot 10^{-8} (^\circ\text{C})^{-1} (\text{dbar})^{-1}$$

um zu sehen, daß der Cabbeling-Effekt eine etwas größere Bedeutung als der zweite Effekt hat.

Generell ist die vorgestellte Diffusionsgleichung für eine diagnostische Untersuchung von Vermischungsvorgängen auf Dichteflächen gut geeignet.

3.3 Näherung der vollständigen Diffusionsgleichung

Für die beabsichtigte Untersuchung mit dem zugrundeliegenden CTD-Datensatz der "Meteor"-60-Reise sind einige Näherungen erforderlich. Im wesentlichen sind die Vereinfachungen wegen des unzureichenden Datenmaterials einzuführen.

Zunächst wird Stationarität angenommen, so daß der Term der zeitlichen Änderung des Salzgehaltes auf Isopyknenflächen entfällt.

Des weiteren seien die isopyknischen Änderungen des isopyknischen turbulenten Vermischungsparameters vernachlässigbar klein ($\nabla_j K_i \rightarrow 0$). Dies ist zulässig, da für das Untersuchungsgebiet im weiteren Sinne eine isotrope Verteilung der turbulenten Vermischung angenommen werden kann. Das Gebiet liegt im Kanaren-/Kap Verdecken in ausreichender Entfernung von Küstenrändern, wo eine erhöhte Vermischung zu erwarten wäre. Wenn man annimmt, daß die Intensität der turbulenten Vermischung von der turbu-

lenten potentiellen Energie abhängt, dann kann anhand der turbulenten potentiellen Energieverteilung von DANTZLER (1977) eine Bestätigung der Annahme gefunden werden. Mittels eines Modells haben ARMI und HAIDVOGEL (1982) gezeigt, daß die Gradienten der turbulenten Diffusionskoeffizienten zu beachten sind, wenn sie die Größe der Advektionsgeschwindigkeit erreichen. Eine einfache Abschätzung ergibt, daß die Gradienten der Diffusionskoeffizienten klein im Vergleich zu den Geschwindigkeitsbeträgen angenommen werden können. Darüber hinaus ist die Genauigkeit der verwendeten Daten vermutlich nicht ausreichend, um die Gradienten der Diffusionskoeffizienten tatsächlich zu bestimmen.

Die diapyknischen Ableitungen können direkt mit den Ableitungen entlang der Tiefenachse z gleichgesetzt werden. Entsprechend einer Neigung der Isopyknen bezüglich der Horizontalen von etwa 10^{-4} ist der eingeschlossene Winkel ϕ zwischen der Tiefenachse und dem Dichtegradienten kleiner als 0.005° und damit $\cos \phi \approx 1$.

Die beiden diapyknischen Flüsse, die aus der Nichtlinearität der Zustandsgleichung herrühren, haben hier nur eine untergeordnete Bedeutung und können aus der Bilanzgleichung gestrichen werden. Bereits im vorigen Kapitel hat sich erwiesen, daß der Effekt, hervorgerufen durch die Temperaturabhängigkeit der Kompressibilität, wesentlich kleiner als der Cabbeling-Effekt ist. Eine einfache Abschätzung soll zeigen, daß der Cabbeling-Effekt ebenfalls sehr klein im Vergleich zur isopyknischen turbulenten Vermischung ist. Mit typischen Werten aus dem Untersuchungsgebiet:

$$N = 10^{-2} \text{ s}^{-1}$$

$$g = 10 \text{ m s}^{-2}$$

$$\theta_z = 10^{-2} \cdot \text{C m}^{-1}$$

$$\frac{\partial \alpha}{\partial \theta} = 10^{-5} (\cdot \text{C})^{-2}$$

$$|\nabla_j \theta|^2 = 2 \cdot 10^{-11} (\cdot \text{C})^2 \text{ m}^{-2}$$

$$\nabla_j^2 \theta = 2 \cdot 10^{-11} \cdot \text{C m}^{-2}$$

erhält man für den Vergleich:

$$K_i \nabla_j^2 \theta > K_i \frac{g}{N^2} \theta_z \frac{\partial \alpha}{\partial \theta} |\nabla_j \theta|^2$$

$$K_i \cdot 2 \cdot 10^{-11} \cdot \text{C m}^{-2} > K_i \cdot 10^{-2} \cdot 2 \cdot 10^{-11} \cdot \text{C m}^{-2}.$$

Diese Abschätzung zeigt, daß der Cabbeling-Effekt in der Größenordnung von 1 % der isopyknischen Vermischung liegt, so daß die Vernachlässigung zulässig ist.

Aus der relativ geringen Änderung der potentiellen Temperatur entlang einer Dichtefläche im Untersuchungsgebiet (Abb. 8) und der nur untergeordneten Wirkung der Temperaturabhängigkeit der Kompressibilität kann eine weitere Folgerung gezogen werden: In einer guten Näherung sind potentielle Dichteflächen auch neutrale Dichteflächen. Deshalb gilt die Diffusionsgleichung ebenfalls auf potentiellen Dichteflächen. Fügt man die genannten Näherungen zusammen, dann erhält man eine genäherte Diffusionsgleichung, die für zeitlich gemittelte θ - und S -Verteilungen auf potentiellen Dichteflächen gültig ist:

$$u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} = K_i \left(\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right) + K_d \frac{g}{N^2} (\theta_z)^3 \alpha \frac{d^2 S}{d\theta^2} - F_z S \frac{R_0 - r}{R_0 - 1}$$

Index z : Vertikalableitung entlang der Tiefenachse
 x, y : isopyknische Raumkoordinaten in der Tagentialebene einer potentiellen Dichtefläche
 u, v : Geschwindigkeitskomponenten entlang einer potentiellen Dichtefläche
 K_i : isopyknischer Austauschkoeffizient
 K_d : diapyknischer Austauschkoeffizient
 g : Schwerebeschleunigung
 N : Brunt-Väisälä-Frequenz
 α : thermischer Expansionskoeffizient
 F_z^S : vertikale Divergenz des doppeldiffusiven Salzflusses
 R_ρ : Dichteverhältnis
 $r = \frac{\alpha F_z^T}{\beta F_z^S}$

Der Parameter r steht für das Verhältnis der vertikalen Divergenzen der doppeldiffusiven Dichteflüsse, bedingt durch den beteiligten Wärme- und Salzfluß. Da im oberen Bereich des nordatlantischen Zentralwassers die potentielle Temperatur und der Salzgehalt monoton mit der Tiefe abnehmen, kann der Parameter r mit dem Verhältnis R_f genähert werden. Das Verhältnis R_f ist definiert als das Verhältnis der doppeldiffusiven Auftriebsflüsse bedingt durch den Wärme- und Salzfluß:

$$R_f = \frac{\alpha F^T}{\beta F^S} \quad (\text{"buoyancy flux ratio"}).$$

Es kann angenommen werden, daß die Divergenzen der Flüsse sich etwa wie die Flüsse selbst zueinander verhalten. Werte für R_f sind durch zahlreiche Experimente ermittelt worden. Als eine der ersten wichtigen Arbeiten hierzu ist die von TURNER (1967) zu nennen. Seine Bestimmung von $R_f = 0.56 \pm 0.02$ ist später weitgehend bestätigt worden, mit der Einschränkung, daß das Verhältnis R_f von dem Dichteverhältnis R_ρ abhängig ist. Diese Abhängigkeit ist unter anderem von SCHMITT (1979b) und von McDOUGALL und TAYLOR (1984) untersucht worden.

Im Kapitel 2.2 wurde festgestellt, daß das Dichteverhältnis R_p relativ konstante Werte besitzt mit $R_p < 2$. Deshalb kann hier das Verhältnis R_f ebenfalls konstant angenommen werden. Aufgrund der letztgenannten Arbeiten wird $R_f = 0.6$ gesetzt, wobei dieser Wert auch für den Parameter r gelte.

Wenn jedoch Wassermassenfronten und Intrusionen die hydrographischen Verhältnisse bestimmen, dann gibt es sowohl für das Verhältnis der Dichteflüsse R_f , als auch für das Verhältnis r erhebliche Unsicherheiten (TOOLE und GEORGI, 1981 und GARRETT, 1982).

Beschränkt man sich in dieser Untersuchung auf Gegebenheiten und Strukturen mittlerer Größenordnung, dann stellt die genäherte Diffusionsgleichung auf potentiellen Dichteflächen einen guten Ansatz dar. Die einzelnen Glieder der Diffusionsgleichung, bis auf die zwei unbekannten Austauschparameter K_i und K_d , sind direkt aus den verfügbaren Daten bestimmbar. Für die Austauschparameter ist mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate eine Lösung zu finden.

4. ANWENDUNG DER DIFFUSIONSGLEICHUNG

4.1 Qualität des verwendeten Datenmaterials

Die überwiegende Anzahl der Glieder der Diffusionsgleichung ist aus den CTD-Daten der zwei Meridionalschnitte der "Meteor"-60-Reise bestimmt worden. Die Gewinnung und die Aufbereitung dieser CTD-Meßwerte ist mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden gewesen. Die Datenqualität kann leider nur als mittelmäßig bezeichnet werden. Dazu einige Erläuterungen:

Als eines der größten Probleme ist eine Drift der Meßsensoren der Multisonde (MS01) zu nennen. Wegen einer unzuverlässig arbeitenden Wasserschöpferrosette sind etliche Temperatur- und Salzgehaltsstützwerte entfallen. Mit den verbliebenen Kippthermometer- und Salinometerwerten konnte

- a) für die Multisondentemperatur eine lineare Korrektur bezüglich der Temperatur und
- b) für die Multisondenleitfähigkeit eine nichtlineare Korrektur bezüglich der Leitfähigkeit zuzüglich einer linearen Korrektur bezüglich der Zeit

ermittelt werden. Es ist angenommen worden, daß die Hystereseeigenschaften des Drucksensors vernachlässigbar sind.

Trotz dieser sorgfältig ausgeführten Korrekturen sind kleinere systematische Abweichungen in der Leitfähigkeit bzw. dem Salzgehalt bei einzelnen Stationen verblieben. Die Genauigkeit der Kalibrierung kann für die Temperatur mit ± 0.02 K und für den Salzgehalt mit ± 0.02 bis 0.04 angegeben werden. Der Fehler der potentiellen Dichte ergibt sich hieraus mit etwa ± 0.03 kg m⁻³. Spikes und fehlerhafte Profilstücke, bedingt durch Mitzieheffekte in der Elektronik, sind eliminiert worden. Als letztes sei zur Qualität der "Meteor"-60-Daten vermerkt, daß den Messungen ein Rauschsignal überlagert ist (Abb. 7, 12). Die Amplituden des Rauschsignales betragen beim Salzgehalt bis zu etwa 0.02.

Neben den CTD-Daten der "Meteor"-60-Reise wird auf einen Datensatz von EMERY und DEWAR (1982) zurückgegriffen, um die ersten und die zweiten Ableitungen des Salzgehaltes in Zonalrichtung berechnen zu können.

Dieser Emery-Datensatz enthält unter anderem mittlere TS-Beziehungen für $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ -Felder. Zur Zeit sind dies die besten mittleren Profile, die zur Verfügung stehen, da sie sowohl auf den historischen Schöpferdaten als auch auf historischen CTD-Profilen beruhen. Die "vertikale" Auflösung der TS-Beziehungen beträgt 0.2°C , die horizontale jedoch nur etwa 500 km. Die mittlere TS-Beziehung ist aus Jahresmittelwerten des Salzgehaltes auf Temperaturflächen gewonnen worden. Die Standardabweichungen der Salzgehaltswerte liegen im Bereich von mehreren Hundertsteln bis zu Zehnteln. In einigen Fällen ist die Standardabweichung etwas größer als der Unterschied zwischen zwei benachbarten Feldern auf gleichen Temperaturflächen. Der Trend der isopyknischen Salzgehaltsänderung wird jedoch bei der Betrachtung benachbarter Salzgehaltsverteilungen deutlich.

Unterhalb des vertikalen Salzgehaltsmaximums, im Niveau des nordatlantischen Zentralwassers, ist die TS-Beziehung auffallend stabil. Die Verwendung von diesen mittleren historischen Daten erscheint deshalb gerechtfertigt. Weitere Einzelheiten sind in Kapitel 4.3 zu finden, in welchem die Berechnung der ersten und zweiten Ableitung des Salzgehaltes in x-Richtung beschrieben wird.

Da die "Meteor"-60-Daten nur eine unzureichende Berechnung der Advektionsgeschwindigkeit in Nordsüd-Richtung erlauben, ist auf die mittleren Strömungsverhältnisse im Nordostatlantik (STRAMMA, 1984) zurückgegriffen worden. Dafür haben ebenfalls historische hydrographische Daten die Grundlage gebildet. Es handelt sich um Schöpferdaten, für die eine Einteilung in $3^{\circ} \times 3^{\circ}$ -Felder vorgenommen worden ist. In der Untersuchung von

STRAMMA (1984) werden mögliche Fehlerquellen bei der Berechnung von geostrophischen Strömungen angegeben. Eine Abschätzung des absoluten Fehlers für barokline Strömungen, die mittels der dynamischen Methode ermittelt worden sind, ist bei FOMIN (1964) zu finden. Nimmt man bei den gemittelten historischen Daten für den Salzgehalt einen Fehler von $dS = 0.02$ und für die Temperatur einen Fehler von $dT = 0.02$ K und ein Referenzniveau in 1000 dbar und einen Stationsabstand von 330 km an, dann erhält man einen absoluten Fehler für die geostrophische Strömung von etwa 2 cm s^{-1} . Dieser Wert führt im Untersuchungsgebiet zu relativen Fehlern für die Advektionsgeschwindigkeit in der Größenordnung von 30 - 50 %.

Ein Vergleich der geostrophischen Geschwindigkeiten in Ost-West-Richtung, die aus den "Meteor"-60-Daten berechnet worden sind, mit den Geschwindigkeiten, die aus dem historischen Datensatz ermittelt worden sind, zeigt eine recht gute Übereinstimmung insbesondere bezüglich der Richtung. Jedoch sind die Geschwindigkeitsbeträge, die die "Meteor"-60-Daten liefern, teilweise etwas größer. Der Einheitlichkeit halber werden die gemittelten Werte für beide Geschwindigkeitskomponenten verwendet. Da die im März/April 1982 vorgefundene Situation den mittleren Verhältnissen recht ähnlich sieht, ist es möglich, die gemittelten historischen Daten gemeinsam mit den aktuellen Messungen einer Analyse zu unterziehen.

4.2 Allgemeines zur Berechnungsmethode

Das Ziel besteht zunächst in der Kalkulation der einzelnen Faktoren der Glieder aus der Diffusionsgleichung (Kapitel 3.3). Zuvor sind kleinere Strukturen in den "Meteor"-60-Daten, die für die mesoskalige Betrachtung offensichtlich nicht relevant sind, zu eliminieren.

Der Großteil der Terme kann direkt aus den gemessenen Vertikalprofilen in Abhängigkeit von der potentiellen Dichte berechnet

werden. Für die isopyknischen Ableitungen sind dagegen die Salzgehaltsverteilungen und zum Vergleich auch die Temperaturverteilungen auf mehreren potentiellen Dichteflächen aufzustellen. Fügt man die Einzelergebnisse zusammen, dann erhält man Beträge für die unterschiedlichen Flüsse der Salzerhaltungsgleichung für verschiedene Orte und in verschiedenen Dichtehorizonten. Das entspricht einem überbestimmten Gleichungssystem für die beiden unbekannten Vermischungsparameter K_i und K_d .

Eine Anpassung im Sinne der Methode der kleinsten Quadrate liefert unter vernünftiger Konditionierung Lösungen für die zwei Austauschkoeffizienten. Für dieses Problem bieten LAWSON und HANSON (1974) ein Iterationsverfahren an. Zur Einschränkung einer möglichen Lösungsvielfalt wird die Nebenbedingung, daß die Vermischungsparameter positive Werte haben sollen, verwendet. Wenn die Datenqualität und die daraus bestimmten Ableitungen eine ausreichende Genauigkeit besitzen, dann kann möglicherweise eine ortsabhängige Lösung gefunden werden. Bevor die Lösung des überbestimmten Systems gezeigt wird, soll in den nächsten drei Unterkapiteln auf die Kalkulation der einzelnen Terme der Erhaltungsgleichung eingegangen werden.

Bevor die einzelnen Anteile der Diffusionsgleichung berechnet worden sind, ist eine Glättung der kalibrierten und auf 1 dbar interpolierten Meßprofile erforderlich gewesen. Zum einen ist dies notwendig gewesen, um die Strukturen in den Daten zu eliminieren, die durch Unzulänglichkeiten der Meßsensoren erzeugt worden sind. Zum anderen ist wegen der nur geringen horizontalen Auflösung von einigen hundert Kilometern nur eine Untersuchung mesoskaliger Vorgänge möglich, wobei relativ kleine vertikale Strukturen nicht berücksichtigt werden können. Zahlreiche Versuche, die benötigten Ableitungen zu berechnen, haben gezeigt, daß insbesondere Ableitungen zweiter Ordnung nur von relativ glatten Kurven verwertbare Ergebnisse liefern. Da die störenden Strukturen unterschiedliche vertikale Ausdehnungen besitzen und die Profile im Untersuchungsgebiet recht unter-

schiedliche Kurvenverläufe aufweisen, bestand die Schwierigkeit, ein universelles Glättungsverfahren zu finden. Die Anwendung verschiedener Medianfilter oder Spline-Glättungsverfahren auf die kalibrierten Daten hat sich nicht überall als brauchbar erwiesen. Oftmals sind bei diesen Verfahren sogar neue Strukturen erzeugt worden. Eine übergreifende Mittelung der Temperatur und des Salzgehaltes dagegen hat sich günstig dargestellt. Je nach Größe der zu entfernenden Strukturen ist das Mittelungsintervall zu wählen. Der Absicht, möglichst glatte Profile zu gewinnen, steht die Erhaltung des vertikalen Salzgehaltsmaximums entgegen. Nach all den unterschiedlichen Glättungsversuchen hat sich die übergreifende Mittelung der Temperatur und des Salzgehaltes über 50 dbar als das günstigste Verfahren herausgestellt.

Das Ergebnis der übergreifenden Mittelung ist beispielsweise für Station 240 in Form eines θ S-Diagrammes dargestellt worden (Abb. 14). Die gestrichelte Kurve repräsentiert das geglättete Profil. Strukturen mit einer vertikalen Erstreckung von bis zu 50 dbar sind dabei vollständig eliminiert worden. Die Werte im Salzgehaltsmaximum sind jedoch teilweise um mehr als 0.07 kleiner geworden. Die Verkürzung der Profile um 25 dbar am Anfang ist problemlos, da die Deckschicht hier von der Untersuchung ausgeschlossen wird. Insgesamt kann die übergreifende Mittelung über 50 dbar als ein guter Kompromiß angesehen werden.

Die Berechnung der einzelnen Terme der Diffusionsgleichung auf potentiellen Dichteflächen wird in diapyknischen Abständen von 0.1 kg m^{-3} durchgeführt. Als obere Begrenzung der zu betrachtenden Wassersäule ist angenähert die Druckfläche von 100 dbar gewählt worden. Das entspricht im Süden der potentiellen Dichtefläche $\sigma_\theta = 26.2 \text{ kg m}^{-3}$ und nördlich von etwa 25°N der Fläche $\sigma_\theta = 26.4 \text{ kg m}^{-3}$. Die untere Begrenzung bildet die potentielle Dichtefläche $\sigma_\theta = 26.8 \text{ kg m}^{-3}$. Im Süden liegt diese Fläche in 200 dbar Tiefe und bei der Subtropenkonvergenz in der größten Tiefe von ca. 390 dbar (Abb. 4).

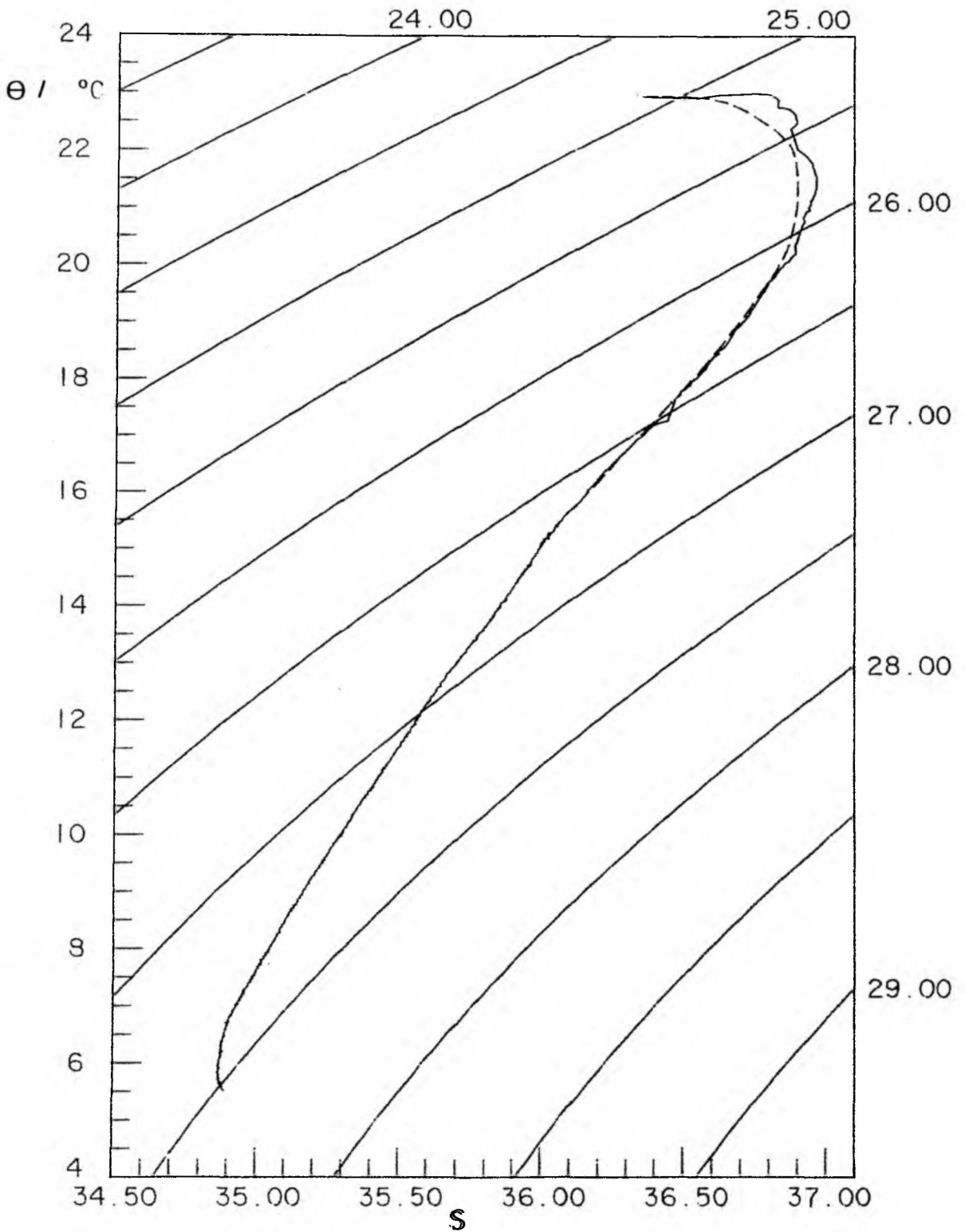


Abb. 14i

θ S-Diagramm der ungeglätteten Daten von Station 240 ($16^{\circ}40'N$, $33^{\circ}W$) zusammen mit den über 50 dbar übergreifend gemittelten Daten (gestrichelte Kurve) von 0 bis 1000 dbar.

4.3 Berechnung der isopyknischen Advektion und Vermischung

Die isopyknische Advektion besteht aus der Summe zweier Produkte, die aus der Advektionsgeschwindigkeit und den isopyknischen Salzgehaltsgradienten gebildet werden. Die isopyknische Vermischung wird durch die Summe der beiden isopyknischen Salzgehaltsableitungen zweiter Ordnung, multipliziert mit einem Vermischungskoeffizienten, beschrieben. Da die Salzgehaltsableitungen mit dem gleichen Spline-Verfahren ermittelt worden sind, soll die Darstellung der Berechnung von Advektion und Vermischung in diesem Kapitel zusammengefaßt werden. Zur Berechnung des Advektionstermes ist die barokline, tiefenabhängige Strömungsgeschwindigkeit in eine dichteabhängige Strömung transformiert worden. Karten der isopyknischen Strömungsverteilung im Nordostatlantik sind für zwei ausgewählte potentielle Dichteflächen bei THIELE et al. (1986) zu sehen. Es sei daran erinnert, daß die hier verwendete Diffusionsgleichung diapyknische Strömungen zuläßt, so daß keine divergenzfreie Strömung zu fordern ist.

Die isopyknischen Ableitungen des Salzgehaltes sind mit Hilfe eines Spline-Interpolationverfahrens (SAUER und SZABO, 1969) bestimmt worden. Das Spline-Verfahren führt eine stückweise Polynom-Anpassung dritter Ordnung der Funktion $S(y)$ bzw. $S(x)$ aus. Mit Hilfe der dabei berechneten Koeffizienten können direkt die erste und die zweite Ableitung des Salzgehaltes ermittelt werden.

Zuerst sei auf die Berechnung der Ableitungen in Meridionalrichtung unter Verwendung der "Meteor"-60-Daten eingegangen. Abbildung 15a zeigt die Änderung des Salzgehaltes mit y entlang von 33°W auf den sieben verschiedenen potentiellen Dichteflächen zwischen 26.2 und 26.8 kg m^{-3} . Der Anfangspunkt der Kurven liegt bei 10°N , das entspricht $y = 0 \text{ km}$.

Der Kurvenverlauf in den verschiedenen Dichteniveaus ist nahezu parallel und spiegelt eine annähernd gleichförmige Änderung mit der Tiefe wider. Die Änderung des Salzgehaltes in Meridional-

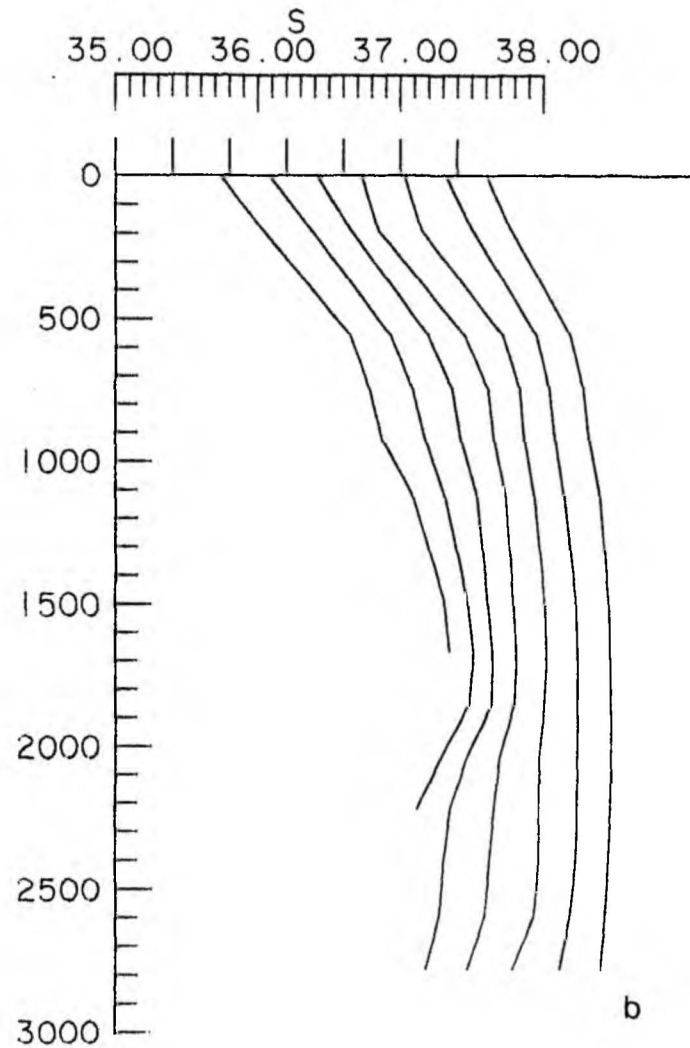
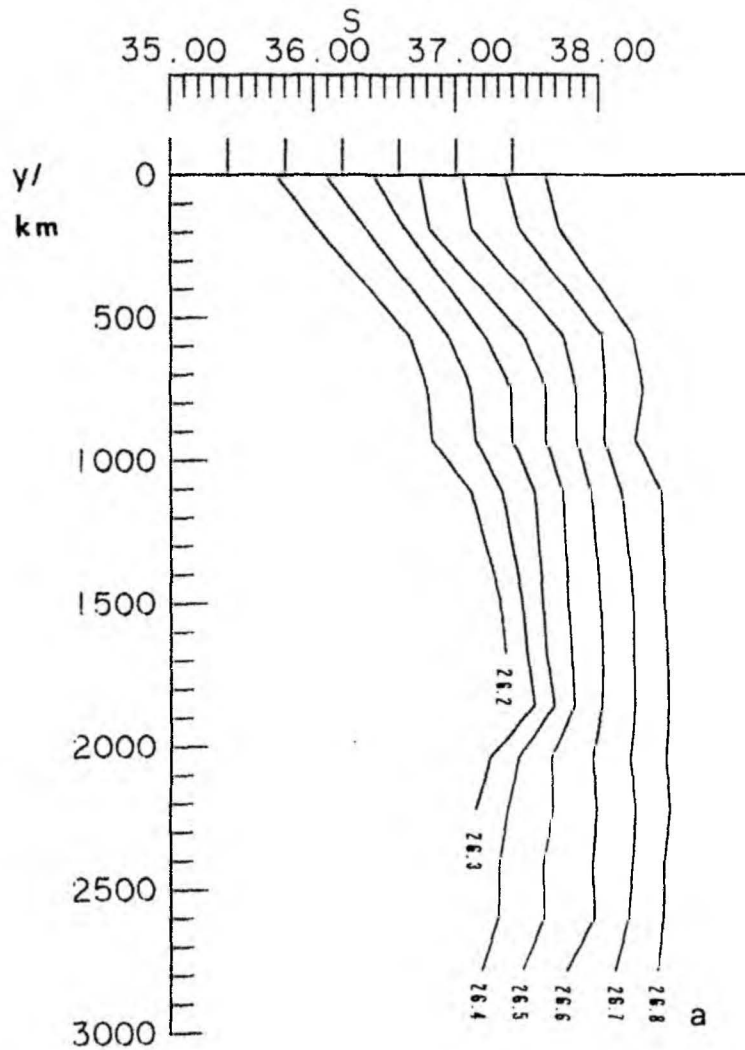


Abb. 15a, b:

Méridionale Salzgehaltsverteilung für 33°W auf potentiellen Dichteflächen zwischen 26.2 und 26.8 kg m⁻³ (versetzt um 0.4 Salzgehaltseinheiten) vom 10°N (y = 0 km) bis 35°N, wobei 15a die Ausgangsdaten und 15b die splinegeglätteten Daten zeigt.

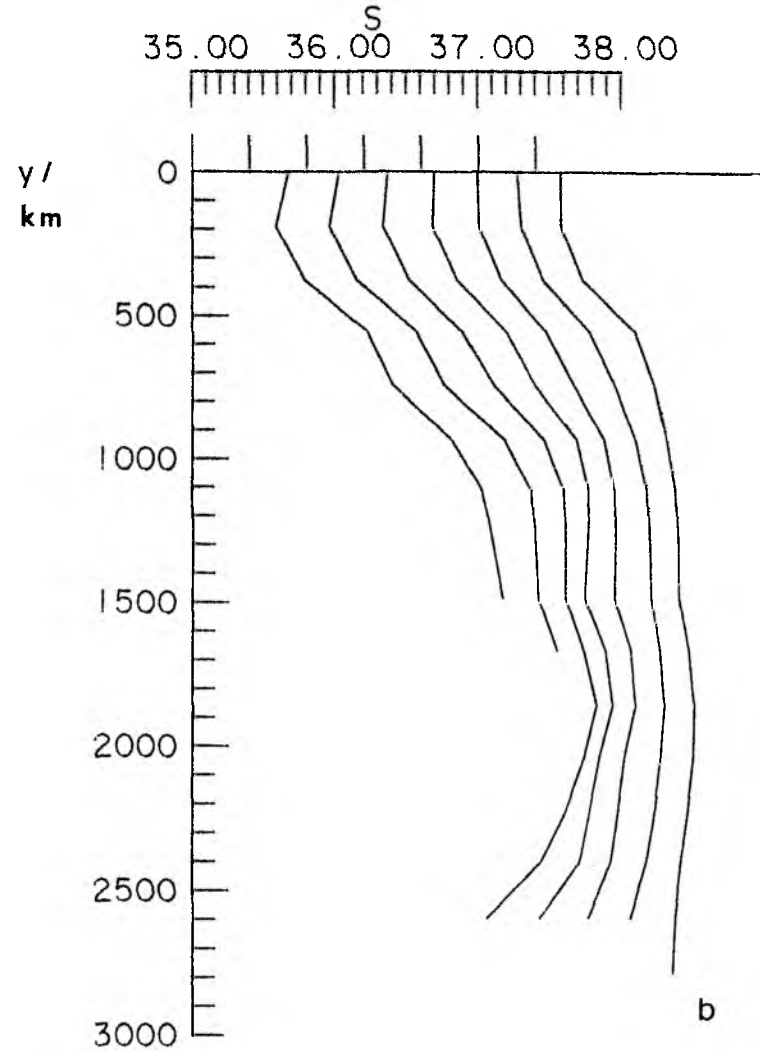
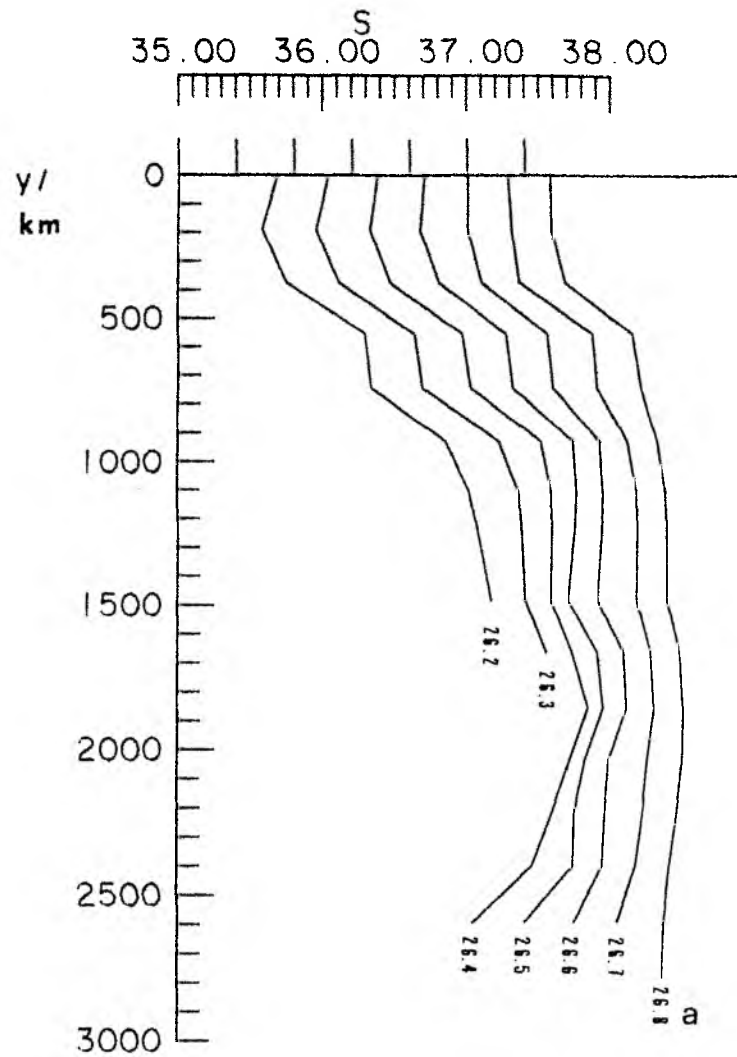


Abb. 16a, b:

Meridionale Salzgehaltsverteilung für 27°W auf potentiellen Dichteflächen zwischen 26.2 und 26.8 kg m⁻³ (versetzt um 0.4 Salzgehaltseinheiten) von 10°N (y = 0 km) bis 35°N, wobei 16a die Ausgangsdaten und 16b die splinegeglätteten Daten zeigt.

richtung verringert sich allerdings auf 1000 km Länge von mehr als einer Salzgehaltseinheit bei $\sigma_\theta = 26.2 \text{ kg m}^{-3}$ auf weniger als eine Salzgehaltseinheit bei $\sigma_\theta = 26.8 \text{ kg m}^{-3}$. Erwartungsgemäß erhält man mit zunehmender Tiefe geringere Salzgehaltsgradienten und auch kleinere Beträge für die Krümmung der Salzgehaltskurve. Zu der vorherrschenden Form der Krümmung gehören negative Werte für die zweite Ableitung d^2S/dy^2 . Eine kleine Störung dieser Krümmung geht von Station 242 bei $y \approx 900 \text{ km}$ über den gesamten Tiefenbereich aus. Für die Spline-Anpassung ist eine Standardabweichung für den Salzgehalt von 0.02 bzw. von 0.03 vorgegeben worden. Das bedeutet, daß die erfolgte Glättung innerhalb der Genauigkeitsgrenzen des Salzgehaltes liegt. Welche Form die $S(y)$ -Kurven nach der Spline-Interpolation angenommen haben, ist in Abbildung 15b zu erkennen.

Da die Analyse ebenfalls für die Messungen entlang 27°W durchgeführt worden ist, ist der Kurvenverlauf $S(y)$ auch für diese geographische Länge dargestellt worden (Abb. 16a). Die Salzgehaltsverteilung auf 27°W zwischen den Isopyknen von 26.2 und 26.8 kg m^{-3} sieht der Verteilung auf 33°W recht ähnlich. Die Krümmung der Kurven variiert jedoch etwas stärker. Deshalb ist für die Spline-Glättung eine Standardabweichung von 0.04 und für die Kurve bei $\sigma_\theta = 26.8 \text{ kg m}^{-3}$ eine Standardabweichung von 0.02 vorgegeben worden. Abbildung 16b stellt die splinegeglättete Salzgehaltsverteilung auf 27°W dar.

Als etwas schwieriger hat es sich erwiesen, die Salzgehaltsableitungen in Zonalrichtung zu berechnen. Es sind dafür die für $5^\circ \times 5^\circ$ -Felder gemittelten TS-Beziehungen von EMERY und DEWAR (1982) verwendet worden. Die isopyknischen Salzgehaltsverteilungen, beginnend bei 47.5°W ($x = 0 \text{ km}$) bis zum östlichen Rand des Nordatlantiks, sind dem zuvor beschriebenen Spline-Verfahren unterzogen worden. Legt man ein $5^\circ \times 5^\circ$ -Netz über die Stationskarte (Abb. 3), dann erkennt man, daß meist jeweils zwei "Meteor"-60-Stationen in einem Feld liegen. Für die Stationen, die auf den Rändern der $5^\circ \times 5^\circ$ -Felder liegen, ist eine lineare Interpolation in Meridionalrichtung ausgeführt worden.

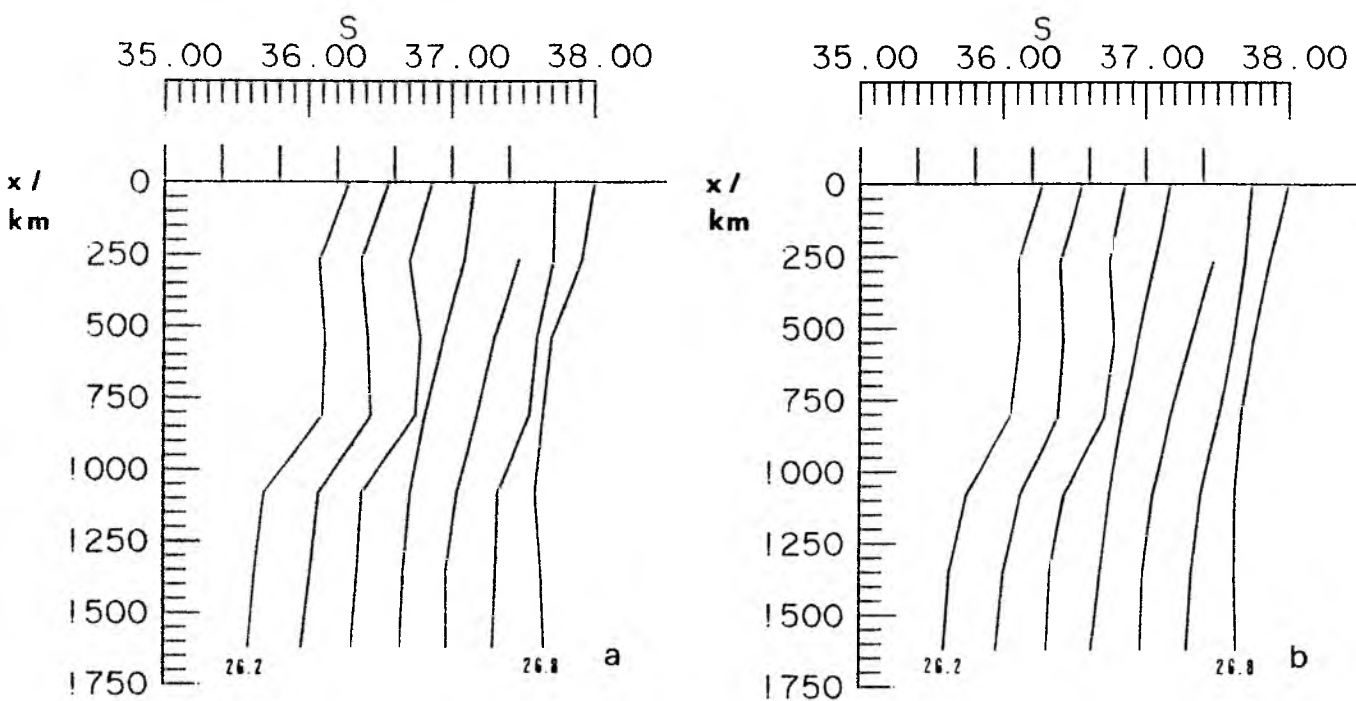


Abb. 17a, b:

Zonale Salzgehaltsverteilung für 12.5°N (mittlere Emery-Daten) auf potentiellen Dichteflächen zwischen 26.2 und 26.8 kg m⁻³ (versetzt um 0.4 Salzgehaltseinheiten) von 47.5°W (x = 0 km) bis zur Ostatlantikküste, wobei 17a die Ausgangsdaten und 17b die splinegeglätteten Daten zeigt.

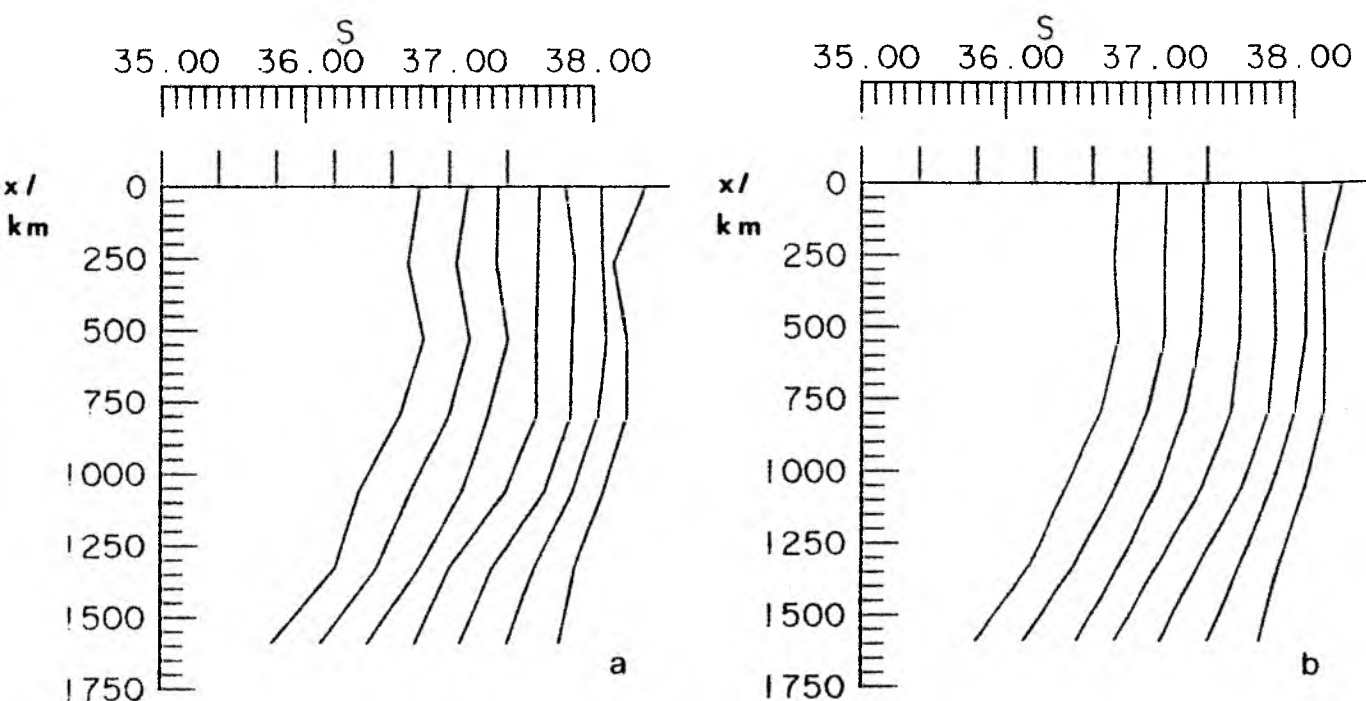


Abb. 18a, b:

Zonale Salzgehaltsverteilung für 17.5°N (mittlere Emery-Daten). Weiteres siehe Abbildung 17a, b.

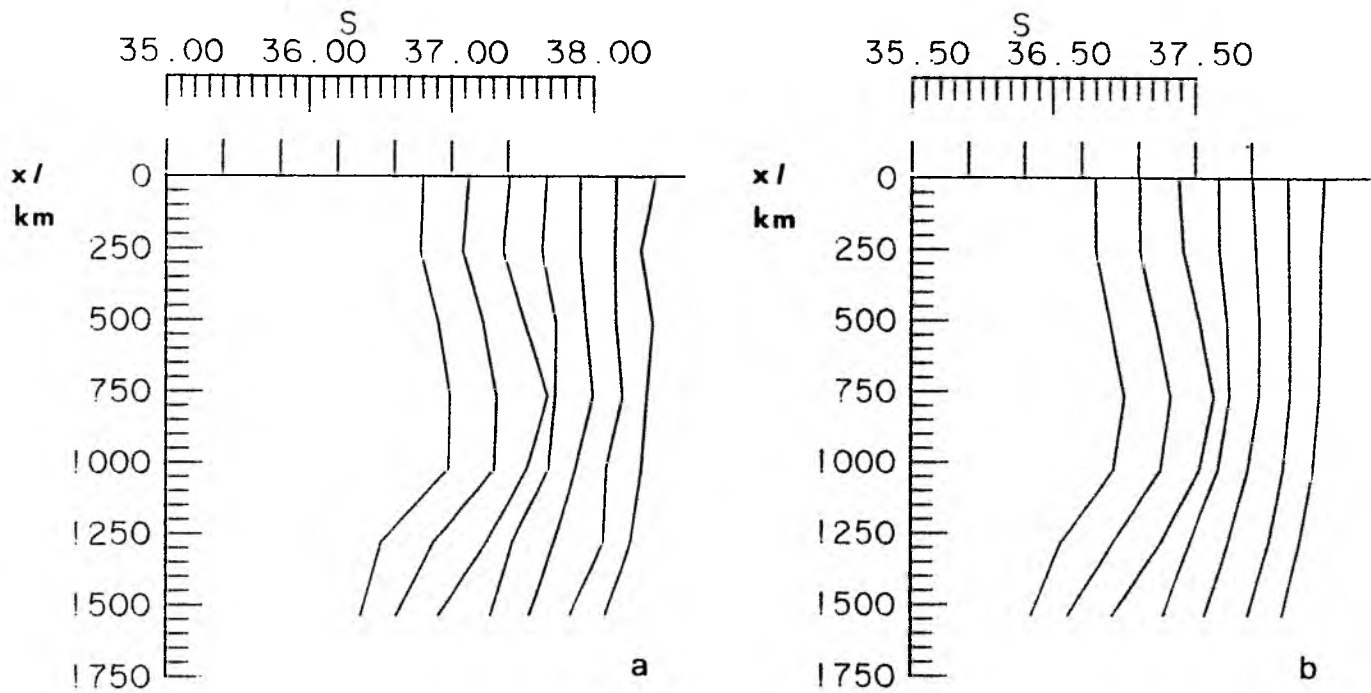


Abb. 19a, b:
Zonale Salzgehaltsverteilung für 22.5°N (mittlere Emery-Daten).
Weiteres siehe Abbildung 17a, b.

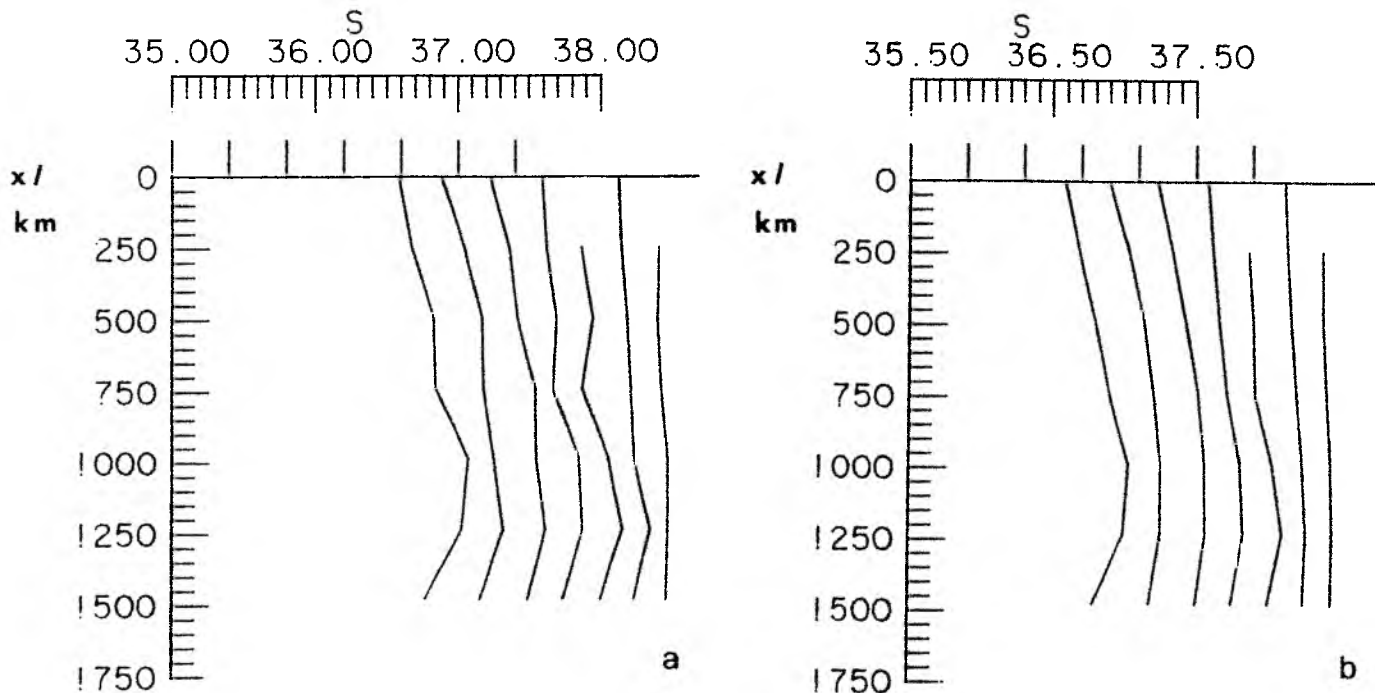


Abb. 20a, b:
Zonale Salzgehaltsverteilung für 27.5°W (mittlere Emery-Daten).
Weiteres siehe Abbildung 17a, b.

Die Abbildungen 17a bis 20a vermitteln einen Eindruck von der Güte der zugrundeliegenden mittleren Salzgehaltsverteilungen. Dabei denke man sich die Verteilungen in den Abbildungen 17 bis 20 auf die Breitenkreise 12.5°N , 17.5°N , 22.5°N und 27.5°N zentriert. Die Darstellungen geben die Kurvenscharen $S(x)$ für die sieben Dichtehorizonte $\sigma_{\theta} = 26.2$ bis $\sigma_{\theta} = 26.8 \text{ kg m}^{-3}$ wieder. In den Abbildungen 17b bis 20b sind die entsprechenden splinegeglätteten Kurvenscharen zu sehen. Sämtliche Spline-Glättungen in x-Richtung sind mit Standardabweichungen für den Salzgehalt zwischen 0.02 und 0.04 durchgeführt worden.

Bei einem Vergleich der Abbildungen fällt auf, daß bei 17.5°N (Abb. 18) die größte Salzgehaltsänderung mit der geographischen Länge gefunden werden kann. Gleichzeitig zeichnen sich dort die Kurven der verschiedenen Dichteniveaus durch eine relativ hohe Parallelität aus. Die daraus berechneten Ableitungen besitzen im Vergleich zu den Ableitungen für die Zonen bei 12.5°N und bei 27.5°N eine wesentlich bessere Absicherung. Im Süden sind die Verhältnisse vermutlich durch die sich verlagernde Wassermassengrenze zwischen dem nordatlantischen und dem südatlantischen Zentralwasser beeinflusst. Nach Norden hin und insbesondere bei 32.5°N (hier nicht abgebildet) ist die zonale Salzgehaltsänderung so gering, daß die Unsicherheit der Mittelwerte diese bei weitem übertrifft.

Wie aus den Abbildungen zu erkennen ist, bestehen große Schwierigkeiten bei der angestrebten Lösung in der teilweise recht großen Unsicherheit in den zonalen ersten und zweiten Salzgehaltsableitungen. Die isopyknische Advektion und Vermischung in Zonalrichtung sind jedoch ein wichtiger, nicht zu vernachlässigender Bestandteil der Diffusionsgleichung.

4.4 Berechnung der diapkyknischen Vermischung

Der diapkyknische Vermischungsterm enthält als Faktoren:

- die Schwerebeschleunigung,
- den Kehrwert des Quadrates der Brunt-Väisälä-Frequenz,
- den vertikalen potentiellen Temperaturgradienten zur dritten Potenz,
- den thermischen Expansionskoeffizienten,
- die zweite Ableitung der $S(\theta)$ -Kurve $d^2S/d\theta^2$ und
- den unbekannten diapkyknischen Vermischungskoeffizienten.

Zu den einzelnen Faktoren seien einige kurze Erläuterungen gegeben: Die Dichte ρ und die daraus abgeleiteten Größen α und β als Funktionen von Salzgehalt, Temperatur und Druck sind unter Verwendung der "International Equation of State of Seawater" (1980) ermittelt worden. Die Bestimmungsgleichungen, wie auch die Berechnung der potentiellen Temperatur, sind einer zusammenfassenden Arbeit von SIEDLER und PETERS (1986) entnommen worden. Die Berechnung der Brunt-Väisälä-Frequenz ist gemäß GILL (1982) erfolgt (s. Kapitel 3.2).

Die vertikalen Ableitungen von Salzgehalt und potentieller Temperatur sind mittels linearer Regression gewonnen worden. Der Regressionskoeffizient ist jeweils für Profilstücke von 6 dbar Länge gebildet worden. Um eine möglichst gute Rechengenauigkeit zu erhalten, ist dieser als Quotient aus der Kovarianz zwischen z.B. der Temperatur und dem Druck und der Varianz des Druckes ermittelt worden (KREYSZIG, 1982).

Da die Größe des Termes der diapkyknischen Vermischung in der hier vorliegenden Form hauptsächlich von der Krümmung der θS -Kurve bestimmt wird, sei auf die Berechnung der Krümmung näher eingegangen. Die zweite Ableitung ist mittels einer Spline-Anpassung der $S(\theta)$ -Kurve ermittelt worden. Da das Spline-Verfahren sehr empfindlich auf kleinere Unregelmäßigkeiten im Kurvenverlauf reagiert (Überschwingverhalten), sind die Datenpunkte innerhalb von

0.05°C-Temperaturintervallen gemittelt worden. Dadurch wird eine gleichförmige Auflösung der $S(\theta)$ -Kurve bei gleichzeitiger Datenreduzierung hergestellt.

Für die meisten Profile erhält man je nach Intensität des vertikalen Salzgehaltsmaximums eine mehr oder weniger starke negative Krümmung der $S(\theta)$ -Kurve im oberen Bereich. Daran anschließend sind die Kurven bis zum Niveau des antarktischen Zwischenwassers schwach positiv gekrümmt. Dort, wo die θS -Kurven relativ glatt sind, ist bei der Spline-Anpassung für den Salzgehalt eine Standardabweichung von 0.01 und sonst von 0.02 vorgegeben worden. Ausnahmen sind für die Stationen 198, 201 und 235 getroffen worden. Diese weisen trotz der übergreifenden Mittelung über 50 dbar (Kapitel 4.2) im Zentralwasserbereich teilweise eine nicht glatte Gestalt auf. Die zweiten Ableitungen dieser Stationen sind mit einer Standardabweichung von 0.03 bestimmt worden.

Um die Schwierigkeiten beim Glätten einiger Stationen zu belegen, sei auf Abbildung 21 verwiesen. Dort ist in einem θS -Diagramm von Station 201 (20°N, 27°W) das Ausgangsprofil zusammen mit der splinegeglätteten θS -Kurve (gestrichelt) dargestellt worden. Dazu ist in Abbildung 22 für Station 201 die zweite Ableitung der $S(\theta)$ -Kurve $d^2S/d\theta^2$ in Abhängigkeit von der potentiellen Dichte zu sehen. Zum Vergleich sind zwei typische Kurven von 25°N (Station 192) und von 16°20'N (Station 206) abgebildet worden. Nach Süden wächst der Dichtebereich, in dem eine negative Krümmung der θS -Kurve zu finden ist, sehr stark an und nach Norden verschwindet dieser ganz.

Die Bestimmung der unterschiedlichen Faktoren, die die diapyrnische Vermischung beschreiben, hat erkennen lassen, wie problematisch kleinere Unregelmäßigkeiten in den gemessenen Profilen sein können. Mit einer genügend starken Glättung können Strukturen unterschiedlicher Art zwar eliminiert werden, jedoch werden dabei auch Gradienten abgebaut, bzw. diese können unterschätzt werden. Das resultiert möglicherweise in größeren Austauschkoef-

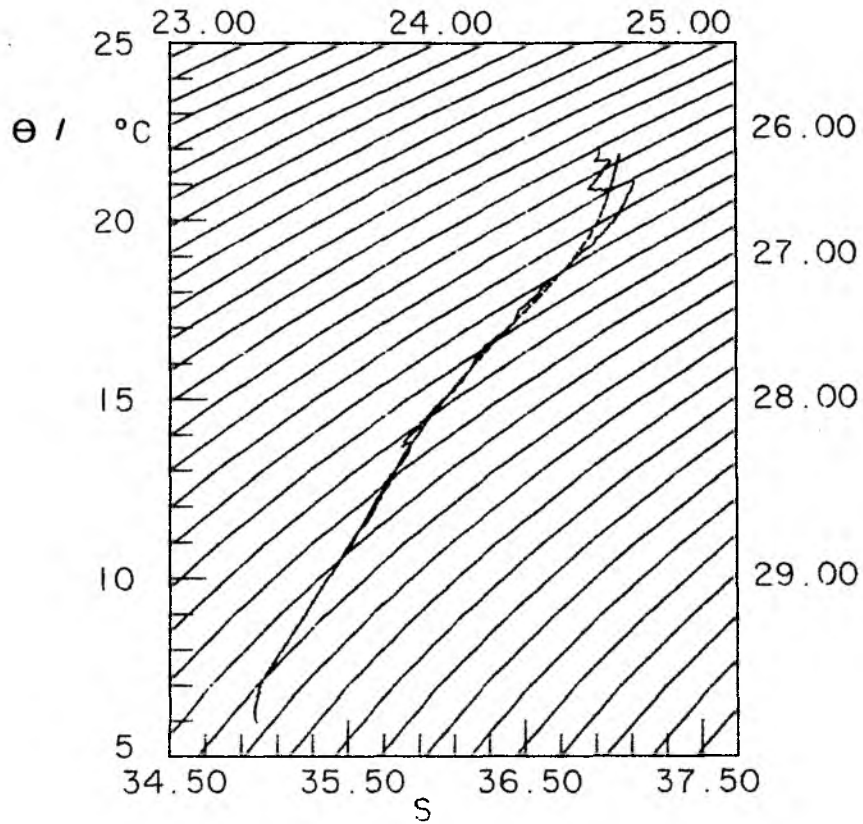


Abb. 21:

ΘS-Diagramm der ungeglätteten Daten von Station 201 (20°N, 27°W) zusammen mit der splinegeglätteten $\Theta(S)$ -Kurve (gestrichelt).

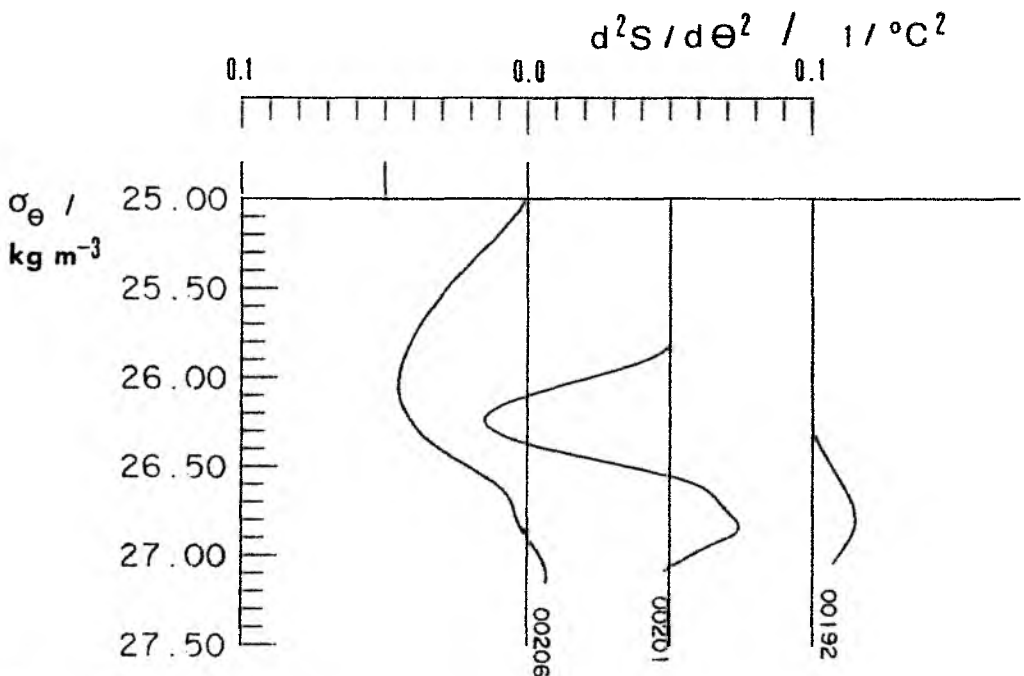


Abb. 22:

Krümmung der ΘS -Kurve $d^2S/d\Theta^2$ in Abhängigkeit von der potentiellen Dichte für drei CTD-Profile von den Stationen 206, 201 und 192 (versetzt um $0.05 (^\circ\text{C})^{-2}$).

fizienten. Offensichtlich anzuzweifelnde Werte für die Glieder der Diffusionsgleichung werden deshalb nicht in die Ausgleichsrechnung zur Ermittlung der Vermischungsparameter aufgenommen.

4.5 Berechnung des Flusses durch Salzfingerkonvektion

Als letzter Term der Diffusionsgleichung ist die vertikale Divergenz des doppeldiffusiven Salzflusses zu ermitteln. Dieses Glied besitzt einen Faktor, der im wesentlichen von dem Dichteverhältnis R_ρ abhängig ist. Die Abschätzung des diapyknischen Salzflusses geschieht mit Hilfe der Beziehung aus Kapitel 2.2. Dort ist gezeigt worden, daß nicht allein die Größe von Treppenstrukturen in den vertikalen Temperatur- und Salzgehaltsprofilen, sondern vielmehr das Dichteverhältnis R_ρ die Intensität von Salzfingerflüssen bestimmt.

Wie bereits in Abbildung 13 zu erkennen, weisen die Stationen 250, 252 und 257 auf 33°W die größte relative Häufigkeit von kleinen R_ρ -Werten auf. Noch deutlicher wird dies in einer Darstellung der Mittelwerte von R_ρ zusammen mit der dazugehörigen Standardabweichung. In den Abbildungen 23a und 23b sind diese Werte für die Stationen von 33°W und die für die Stationen auf 27°W zu sehen. Die Berechnung ist für den Bereich unterhalb des vertikalen Salzgehaltsmaximums bis zum Niveau der potentiellen Dichtefläche $\sigma_\theta = 26.8 \text{ kg m}^{-3}$ durchgeführt worden.

Bis auf eine Ausnahme (Station 198) gilt für beide "Meteor"-60-Schnitte, daß in der Nähe der salzreichen Wasserquelle in den Subtropen die kleinsten Mittelwerte für R_ρ mit den geringsten Standardabweichungen zu finden sind. Auf 33°W ist der niedrigste Mittelwert für R_ρ mit $R_\rho = 1.64$ bei 25°N (Station 252) zu finden. Innerhalb der geographischen Breitengrade von 15°N bis 28°20'N sind die Mittelwerte kleiner als 2. Weiter nördlich und weiter südlich davon nehmen die Mittelwerte und deren Streuung merklich zu. Ähnliches gilt für die R_ρ -Berechnungen von den Stationen auf 27°W. Die geringste Streuung des Mittelwertes erhält

man aus den Daten der Station 192 (25°N). Den kleinsten Mittelwert für das Dichteverhältnis mit $R_\rho = 1.56$ besitzt jedoch Station 190 (26°40'N). Etwas aus dem Rahmen fällt Station 198 mit einer relativ großen Standardabweichung für den Mittelwert. Der Bereich mit R_ρ -Mittelwerten, die kleiner als 2 sind, ist gegenüber den westlicheren Stationen etwas nach Norden verlagert. Er liegt zwischen 18°20' und 31°40'N.

Diese Beobachtungen entsprechen einer Feststellung von SCHMITT (1981), daß die R_ρ -Werte "altern", d.h. größer werden mit zunehmender Entfernung von der Quellregion oder wenn die Salzflüsse durch Salzfingerkonvektion größer als die Quellflüsse sind oder wenn die Salzquelle versiegt. In einer isolierten Wassermasse ist im Laufe der Zeit mit einem Anwachsen der R_ρ -Werte zu rechnen (TURNER, 1978). Eine ähnliche Beobachtung, daß direkt unterhalb einer Mittelmeerwasserlinse die R_ρ -Mittelwerte und deren Streuung besonders klein sind, haben WASHBURN und KÄSE (1986) beschrieben.

Der Tatsache, daß die Effektivität der Salzfingerkonvektion entscheidend von dem Dichteverhältnis R_ρ bestimmt wird, trägt die Bestimmungsgleichung von SCHMITT (1981) mit der dritten Potenz von R_ρ Rechnung. Für den Salzgehaltsunterschied ist die Salzgehaltsdifferenz über 3 dbar-Stufen der Übergreifend gemittelten Profile gewählt worden. Der so berechnete Salzfluß durch Salzfingerkonvektion ist in Form von Schnitten für 33°W und für 27°W in Abbildung 24a und 24b zu finden. Die Darstellungen reichen von 10°N bis 31°40'N. Die größten Flüsse mit Beträgen größer als $1.5 \cdot 10^{-7} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ sind in der subtropischen Quellregion für das salzreiche Wasser zu erkennen, dort wo die kleinsten Werte für das Dichteverhältnis R_ρ ermittelt worden sind. Dies entspricht den zuvor genannten Überlegungen. Die Werte für die Flüsse liegen sehr nahe den Werten, wie sie LAMBERT und STURGES (1977) und andere aus Treppenstrukturen abgeleitet haben. Dieser Vergleich läßt die Kalkulation des doppeldiffusiven Flusses plausibel erscheinen. Vereinzelt sind kleinere lokale

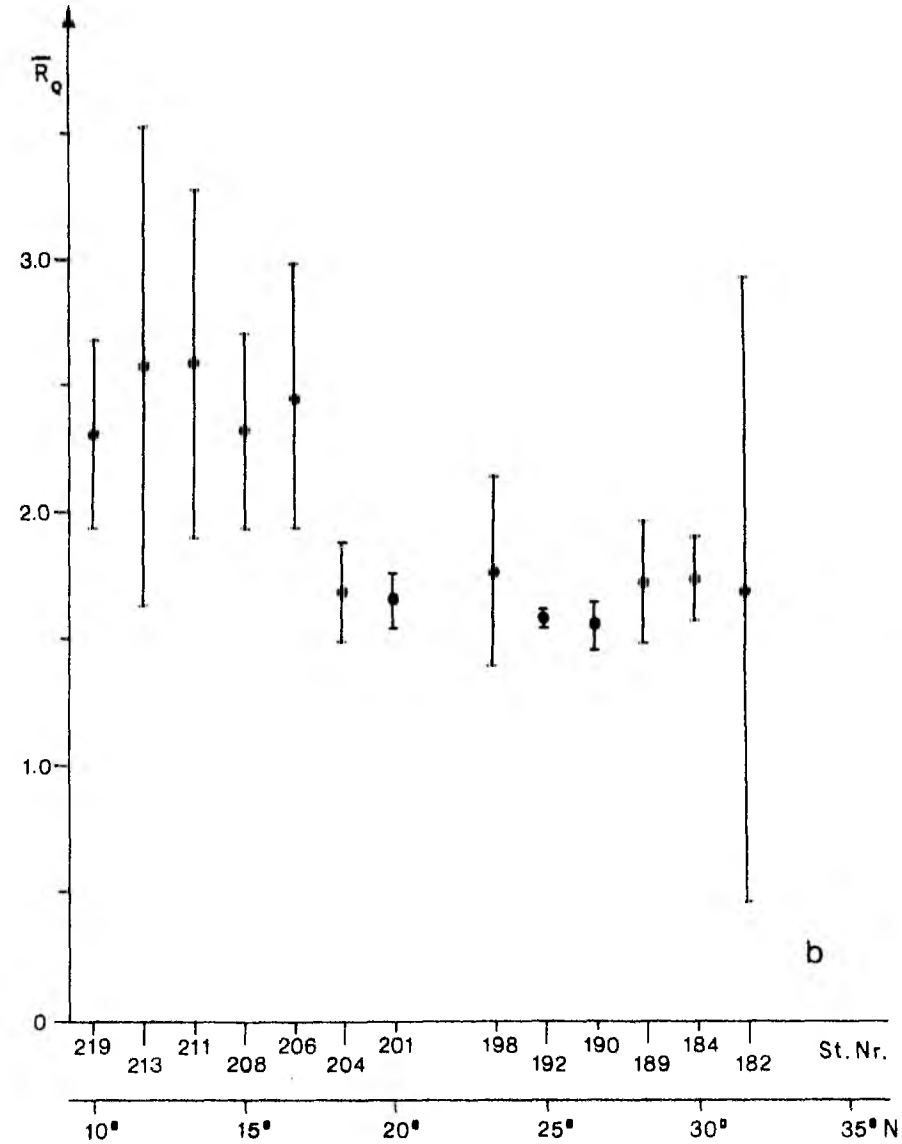
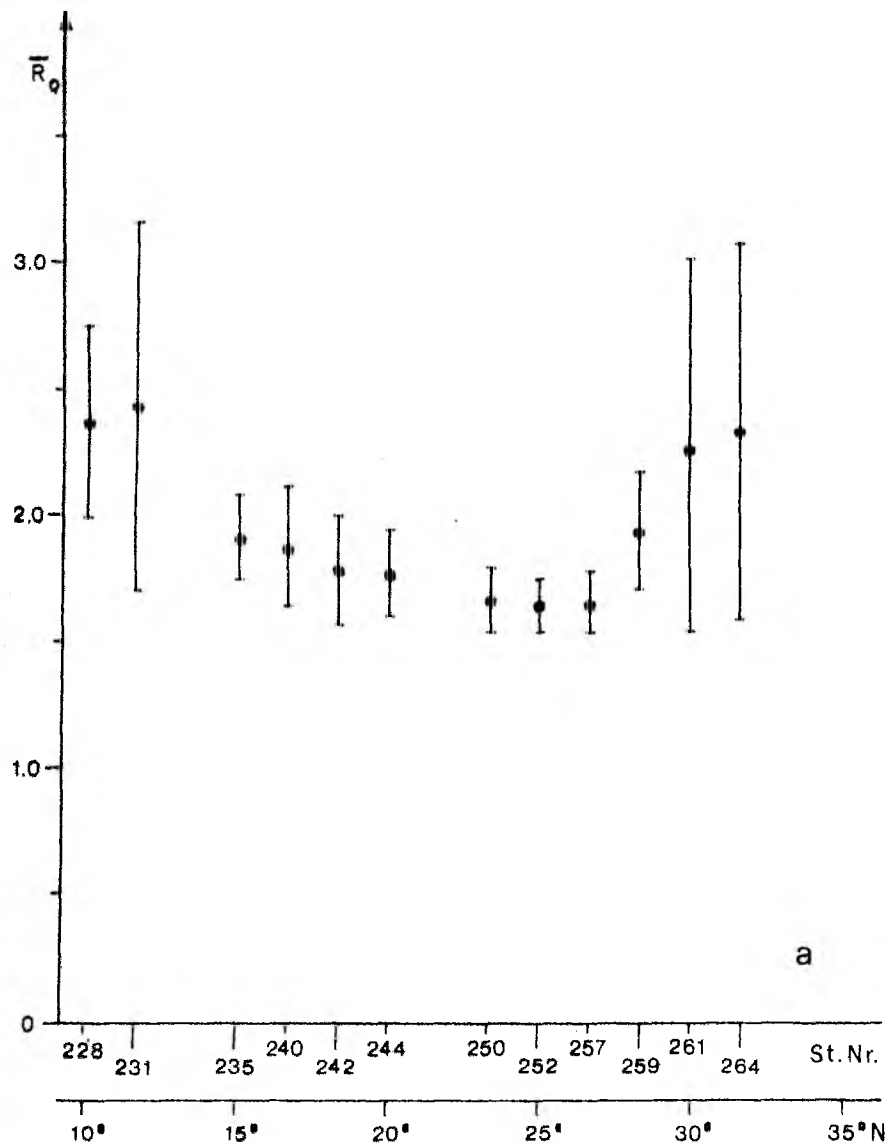


Abb. 23a, b:

Mittelwerte und Standardabweichung des Dichteverhältnisses R_0 von den CTD-Stationen auf 33°W (23a) und von denen auf 27°W (23b) für die Wassersäule, die von dem vertikalen Salzgehaltmaximum und der potentiellen Dichtefläche 26.8 kg m^{-3} begrenzt wird.

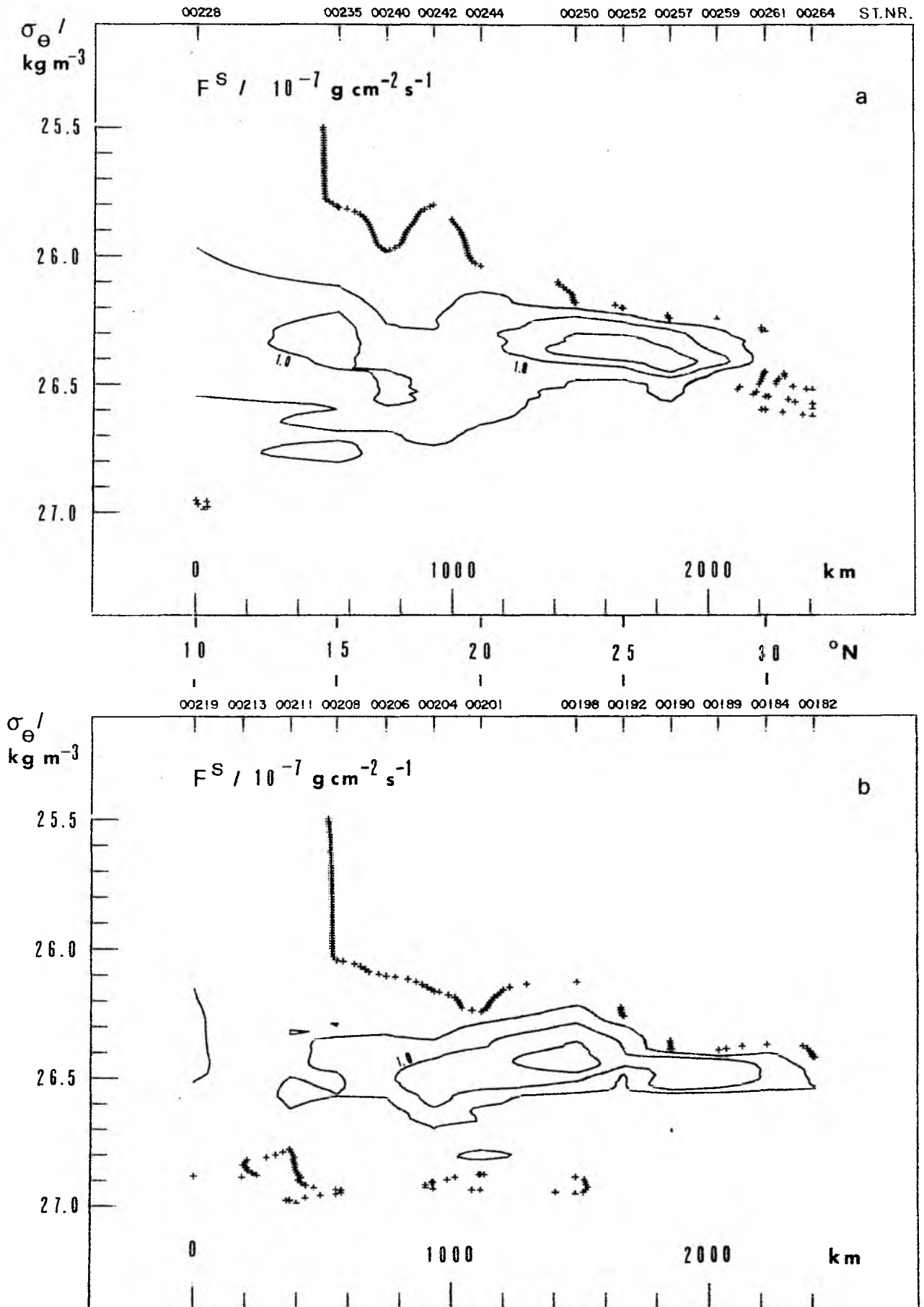


Abb. 24a, b:

Meridionalverteilung des diapycnischen doppeldiffusiven Salzflusses F^S für 33°W (24a) und für 27°W (24b) mit einem Linienabstand von $0.5 \cdot 10^{-7} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (+: Nulllinie).

Maxima bzw. Minima in den Schnitten für den doppeldiffusiven Salzfluß zu erkennen. Diese stellen zum großen Teil Interpolationsfehler dar, denn die Profile des Salzflusses weisen oftmals eine große Veränderlichkeit mit der Tiefe auf.

Der verwendeten Bestimmungsgleichung für den doppeldiffusiven Salzfluß liegen Laboruntersuchungen zugrunde. Dort ist von wesentlich größeren Salzgehaltsunterschieden, als im Ozean wahrscheinlich, ausgegangen worden. McDOUGALL und TAYLOR (1984) haben die Vermutung geäußert, daß eine Verringerung des Salzgehaltssprunges an einer Grenzfläche zu größeren Salzflüssen führen kann. Eine direkt für den Ozean geeignete Salzfluß-Bestimmungsgleichung mit einer Abhängigkeit von dem Dichteverhältnis R_ρ ist leider noch nicht verfügbar.

Die erforderliche Divergenz des doppeldiffusiven Salzflusses ist mittels linearer Regression (s. Kapitel 4.4) über 30 dbar gewonnen worden. Der Faktor zu der Divergenz des diapyknischen Salzflusses ist aus dem Dichteverhältnis R_ρ und einem konstanten Dichteflußverhältnis r , wie in Kapitel 3.3 beschrieben, berechnet worden. Zur Illustration ist diese Rechenoperation anhand der Station 252 (25°N, 33°W) in den Abbildungen 25a, b und 26 dargestellt worden. Diese Station ist eine von denen mit dem größten abwärtsgerichteten Salzfluß. Die Intensität des Salzflusses ist einmal in Abhängigkeit vom Druck (Abb. 25a) und zum anderen in Abhängigkeit von der potentiellen Dichte (Abb. 25b) aufgetragen worden. Die rasche Zunahme und die ebenso rasche Abnahme des Salzflusses mit der Tiefe erzeugt eine entsprechende Divergenz bzw. eine Konvergenz. Abbildung 26 zeigt den vollständigen Term der Salzfingerkonvektion, wie er in der Diffusionsgleichung auftritt, in Abhängigkeit von der potentiellen Dichte. Für die übrigen Stationen erhält man mit zunehmender Entfernung von der Quellregion merklich flachere Profile für den doppeldiffusiven Salzfluß.

Für einen vertikal eingeschränkten Bereich sind die berechneten Flußdivergenzen von Bedeutung und für die Salzerhaltungsgleichung ein nicht zu vernachlässigender Term.

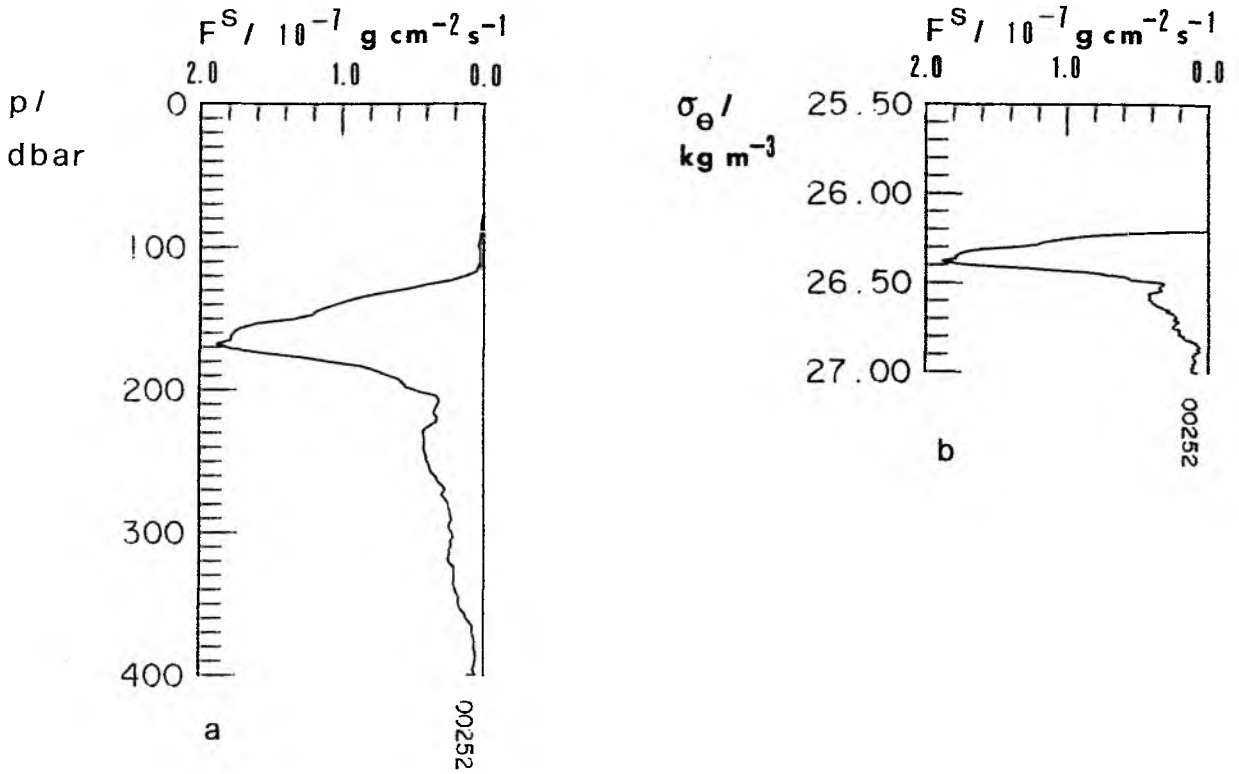


Abb. 25a, b:

Verteilung des abwärtsgerichteten doppel-diffusiven Salzflusses F^S in $10^{-7} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ für Station 252 (25°N, 33°W) in Abhängigkeit vom Druck p (25a) und in Abhängigkeit von der potentiellen Dichte σ_θ (25b).

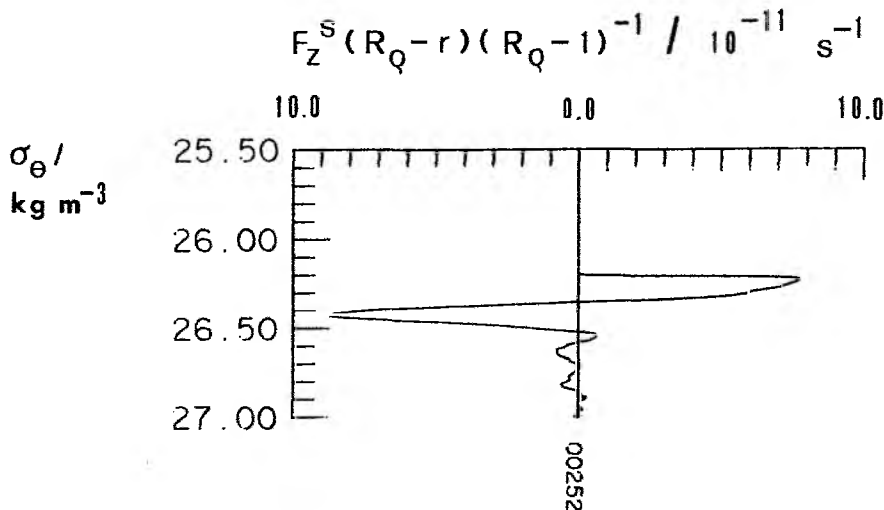


Abb. 26:

Verteilung des vollständigen Divergenzterms des doppel-diffusiven Salzflusses aus der Diffusionsgleichung in 10^{-11} s^{-1} für Station 252 (25°N, 33°W) in Abhängigkeit von der potentiellen Dichte.

5. ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE

Die dargestellten Überlegungen und Berechnungen sollen die Frage nach den Ausbreitungs- und Vermischungsvorgängen in der oberen Warmwassersphäre des tropischen und subtropischen Nordostatlantiks beantworten. Eine Einteilung in isopyknische und diapyknische Vorgänge ist naheliegend. Die Betrachtung der Meßergebnisse der "Meteor"-60-Expedition hat ergeben, daß zu den wichtigsten Prozessen mittlerer Größenordnung die Advektion, die turbulente isopyknische Vermischung und die Doppeldiffusion gehören. Die verwendete Diffusionsgleichung enthält außerdem einen Term für die diapyknische Advektion bzw. für die diapyknische Vermischung.

Die Bestimmung der genannten Prozesse ist wegen des unzureichenden Datensatzes beeinträchtigt. Dennoch konnten für mehrere Orte und auf verschiedenen Dichteniveaus die einzelnen Glieder der Diffusionsgleichung berechnet werden. Um eine Lösung für die beiden unbekannten Vermischungsparameter zu gewinnen, bietet sich eine Ausgleichsrechnung an. Da die Daten fehlerhaft sind und die Ableitungen möglicherweise in einigen Fällen Zufallsprodukte sind, kann mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate eine wahrscheinliche Lösung gefunden werden. Der Lösungsweg für ein überbestimmtes Gleichungssystem ist bei LAWSON und HANSON (1974) beschrieben. Um bei mehreren Lösungen zu entscheiden, wird die Nebenbedingung, daß die Austauschkoeffizienten positive Werte besitzen sollen, verwendet. Diese Nebenbedingung ergibt sich aus den Ausführungen in Kapitel 3.1.

Eine realistische Lösung für die beiden Austauschkoeffizienten kann als Bestätigung für die verwendete Diffusionsgleichung und die Berechnung ihrer Anteile angesehen werden. Im folgenden Unterkapitel wird die Lösung für die Diffusionskonstanten vorgestellt und ihre Sensibilität auf Änderungen der hydrographischen Gegebenheiten getestet. Setzt man die gefundenen Lösungen für den isopyknischen und den diapyknischen Austauschkoeffizienten in die

Diffusionsgleichungen ein, dann sind Aussagen über die Größenordnung der einzelnen Anteile der Diffusionsgleichung möglich. Welche der beteiligten Flüsse im wesentlichen die Bilanz herstellen, wird im letzten Kapitel beschrieben.

5.1 Isopyknische und diapynische Diffusionskonstanten

Die Aufstellung des Gleichungssystems für die Ausgleichsrechnung sei kurz erläutert. Die Zwischenergebnisse bei der Berechnung der einzelnen Glieder der Diffusionsgleichung haben einige offensichtlich zweifelhafte Werte erkennen lassen. Solche sind nicht in das Gleichungssystem aufgenommen worden. Nördlich von etwa 30°N sind die Ableitungen insgesamt von zu großen Unsicherheiten behaftet. Dies gilt insbesondere für die zonalen ersten und zweiten Ableitungen des Salzgehaltes, die aus den Emery-Daten bestimmt worden sind.

Eine weitere Einschränkung ergibt sich daraus, daß die zweiten Ableitungen in Meridionalrichtung nicht für die Stationen am südlichen Rand bestimmbar sind. Es verbleiben 20 Meßstationen, die für die Auswertung verwendet werden können. Davon liegen 9 Stationen auf 33°W zwischen 30° und 15°N und 11 Stationen auf 27°W zwischen 30° und $11^{\circ}40'\text{N}$. Die Gleichungen sind auf Flächen potentieller Dichte in Abständen von 0.1 kg m^{-3} aufgestellt worden. Die Untersuchung beschränkt sich auf die Wassersäule unterhalb der Deckschicht bis zum Niveau der Fläche mit der potentiellen Dichte $\sigma_{\theta} = 26.8 \text{ kg m}^{-3}$.

Nach Auslese von offensichtlich fehlerhaften Bilanzgleichungen sind 90 Gleichungen verblieben. Diese sind auf die folgende Form gebracht worden:

$$A \cdot x = b.$$

Dabei ist A eine $m \times n$ -Matrix, x der gesuchte n -Vektor und b der m -Vektor der inhomogenen Seite. Der Vektor x steht für die beiden

Austauschparameter $x = (K_i, K_d)$. Die Matrix A besitzt 2 Spalten und 90 Zeilen. Der inhomogene Teil der Gleichung setzt sich aus der Advektion und dem Divergenzterm des doppeldiffusiven Flusses zusammen. Da die Gleichungen nicht voneinander unabhängig sind, besitzt die Matrix den Pseudorang $R = 2$.

Um die Rechengenauigkeit des Rechners zu optimieren, ist eine Skalierung einzuführen. Ziel ist es dabei, die kleinen Zahlenwerte der Matrix A an den Wert 1 heranzuführen. Gemäß eines Erfahrungswertes geschieht dies mit Hilfe des Kehrwertes der Wurzel der Quadratsumme für die beiden Spalten der Matrix A.

Die Lösung für den Vektor x wird durch Minimierung der linken Seite der Ungleichung:

$$A \cdot x - b < \epsilon$$

gewonnen. Aufgrund von Erfahrungswerten wird $\epsilon = 10^{-3}$ gesetzt. Die Minimierung der Norm von $\|A \cdot x - b\|$ dient dazu, die wahrscheinlichste Lösung des überbestimmten linearen Problems zu finden.

Die Lösungswerte, die sich aus den insgesamt 90 Gleichungen ergeben, betragen für

$$K_i = 1.1 \cdot 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ und für}$$

$$K_d = 4.3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}.$$

Dieses Ergebnis und die dazugehörigen Fehlerbereiche sind als Fall G in Tabelle 1 zu finden. Ein weiteres Maß für die Güte der Lösung gibt der Quotient QS aus der Quadratsumme der Residuen zu der Quadratsumme der Glieder der inhomogenen Seite. Je kleiner dieser Wert ist, desto wahrscheinlicher ist die Lösung.

Um eine Aussage über die Ortsabhängigkeit der Lösung treffen zu können, ist eine Lösung für vier Untergruppen bestimmt worden. Zunächst sind die Bilanzgleichungen von den Stationen von 33°W

und die von den Stationen von 27°W in Fall W und in Fall E zusammengefaßt worden (Tabelle 1). In Fall W sind 40 Gleichungen und in Fall E sind 50 Gleichungen eingegangen. In Fall W hat sich für den diapyknischen Vermischungsparameter K_D der Wert 0.0 ergeben, wobei der Fehler dx_2 einen Wert von $8.7 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ besitzt. Der isopyknische Vermischungsparameter mit $K_i = 4.2 \cdot 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ und einem Fehler von $dx_1 = 1.7 \cdot 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ besitzt im Vergleich zum Fall G und zum Fall E merklich größere Werte.

Tabelle 1

Fall	Anzahl der Gleichungen	$x_1 = K_i$ dx_1 ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$)	$x_2 = K_D$ dx_2 ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$)	QS
G	90	$1.1 \cdot 10^3$ $5.1 \cdot 10^2$	$4.3 \cdot 10^{-5}$ $1.9 \cdot 10^{-5}$	0.87
W	40	$4.2 \cdot 10^3$ $1.7 \cdot 10^3$	0.0 $8.7 \cdot 10^{-5}$	0.69
E	50	$8.0 \cdot 10^2$ $3.7 \cdot 10^2$	$5.1 \cdot 10^{-5}$ $1.4 \cdot 10^{-5}$	0.63
N	30	$2.6 \cdot 10^3$ $2.2 \cdot 10^3$	0.0 $2.8 \cdot 10^{-4}$	0.85
S	46	$9.2 \cdot 10^2$ $5.1 \cdot 10^2$	$4.3 \cdot 10^{-5}$ $1.9 \cdot 10^{-5}$	0.79

Tabelle 1 gibt die Ergebnisse für den isopyknischen Austauschkoefizienten K_i und den diapyknischen Austauschkoefizienten K_D mit den Fehlern dx_1 und dx_2 für 5 Fälle wieder: G: gesamt, W: 33°W, E: 27°W, N: Quellregion und S: südliche Ausbreitungsregion. QS: Maß für die Güte der Minimierung.

Die hydrographischen Verhältnisse haben die Einteilung in eine Quellregion für die subtropische salzreiche Wassermasse und in eine südliche Ausbreitungsregion des Salzgehaltsmaximumwassers nahegelegt. Hierfür sind Fall N und Fall S aufgestellt worden. Im Fall N sind die Stationen mit maximalen oberflächensalzgehalten (Station: 190, 192, 198, 250, 252 und 257) und im Fall S die südlich davon liegenden Stationen zusammengefaßt worden. Die Lösung für den diapyknischen Vermischungsparameter heißt im Fall N ebenfalls $K_D = 0.0$ und der Fehler ist relativ groß. Im Vergleich zu den übrigen Untergruppen ist die Lösung im Fall N mit der größten Unsicherheit behaftet. Der Fall E zeichnet sich durch die höchste Genauigkeit aus. Das Ergebnis für Fall S kommt dem Mittelwert im Fall G sehr nahe.

Eine Bewertung der Ortsabhängigkeit der Diffusionskonstanten ist relativ schwer möglich und soll hier nicht ausführlicher behandelt werden. Die Bildung von noch kleineren Untergruppen führt zu einem Anwachsen des Fehlers, wobei dieser so groß wie der Lösungswert selbst oder sogar größer werden kann (s. Fall N). Es sei nur noch auf eine Beobachtung hingewiesen. Die Fälle W und N, die zu dem Ergebnis $K_D = 0.0$ geführt haben, besitzen Gleichungen, in denen die $S(\theta)$ -Krümmungen relativ gering und fast ausnahmslos positiv sind. Das Gleichgewicht der Flüsse wird dort von der isopyknischen Vermischung, der Advektion und der Divergenz des doppeldiffusiven Flusses bestimmt und weniger von der diapyknischen Vermischung.

Eine vertikale Unterteilung erübrigt sich, da der betrachtete Tiefenbereich maximal 300 dbar überdeckt.

Ein Vergleich mit Literaturwerten ergibt, daß die gefundenen Lösungen für den isopyknischen und den diapyknischen Vermischungsparameter realistisch sind. Dennoch sei daran erinnert, daß den Berechnungen ein inhomogener Datensatz zugrunde liegt, der mit vielen Unsicherheiten behaftet ist. Es ist bereits angedeutet worden, daß die Salzgehaltsgradienten wahrscheinlich unterschätzt worden sind. Das gilt möglicherweise auch für die mittleren Strömungen. Die über einen großen Zeitraum gemittelten Strömungen besitzen meist geringere Strömungsbeträge als sich aus direkter Messung ergibt (s. Kapitel 4.1). Durch die Mittelung werden stärkere Strömungen, die z.B. bei der Subtropenfront gefunden worden sind (SIEDLER et al., 1985) abgeschwächt. Eine Analyse der Variabilität des Windstresses und des resultierenden Massentransportes von HELLERMANN (1980) zeigt, daß gerade im Monat März aufgrund starker Passatwinde die Strömungen maximale Werte annehmen.

Welche Auswirkung eine Unterschätzung der Advektion auf die Austauschkoeffizienten hat, soll für einen Extremfall getestet werden. In diesem Test wird der Advektionsterm insgesamt um 100 % erhöht. Dieser Fehler sei gleichmäßig auf die beiden Summanden und die einzelnen Faktoren des Advektionstermes verteilt. Hierdurch ändert sich die inhomogene Seite der Bilanzgleichung, welche aus der Summe aus Advektion und Divergenz des doppel-diffusiven Salzflusses gebildet wird. Die resultierenden Lösungswerte $x = (K_i, K_d)$ sind in Tabelle 2 zu finden.

Tabelle 2

Fall	Anzahl der Gleichungen	$x_1 = K_i$ dx_1 ($m^2 s^{-1}$)	$x_2 = K_d$ dx_2 ($m^2 s^{-1}$)	QS
GT	90	$2.0 \cdot 10^3$ $7.3 \cdot 10^2$	$1.1 \cdot 10^{-4}$ $2.8 \cdot 10^{-5}$	0.74
WT	40	$4.5 \cdot 10^3$ $2.1 \cdot 10^3$	0.0 $1.1 \cdot 10^{-4}$	0.75
ET	50	$1.1 \cdot 10^3$ $5.5 \cdot 10^2$	$9.7 \cdot 10^{-5}$ $2.0 \cdot 10^{-5}$	0.52
NT	30	$4.3 \cdot 10^3$ $2.4 \cdot 10^3$	0.0 $2.9 \cdot 10^{-4}$	0.73
ST	46	$1.3 \cdot 10^3$ $7.1 \cdot 10^2$	$8.9 \cdot 10^{-5}$ $2.6 \cdot 10^{-5}$	0.65

Tabelle 2 gibt die Ergebnisse für den isopyknischen und den diapiknischen Austauschkoeffizienten (K_i , K_d) mit den Fehlern dx_1 und dx_2 für die Testfälle mit erhöhter Advektion wieder:

GT: gesamt, WT: 33°W, ET: 27°W, NT: Quellregion und ST: südliche Ausbreitungsregion. QS: Maß für die Güte der Minimierung.

Insgesamt hat dieser Test größere Werte für die Vermischungsparameter und ihre Fehlerbeträge geliefert. Der mittlere Wert, der sich aus den insgesamt 90 Gleichungen ergeben hat (Fall GT), ist etwa doppelt so groß wie im Fall G. Bis auf den Fall WT hat sich die Güte der Approximation verbessert, da der Quotient aus der Quadratsumme der Residuen zu der Quadratsumme der Glieder der inhomogenen Seite QS kleinere Werte abgenommen hat. Die Lösungen für die Untergruppen besitzen sowohl für den isopyknischen als auch für den diapiknischen Vermischungsparameter größere Werte, jedoch sind sie meist nur wenig größer als die Werte aus Tabelle 1. Die deutliche Verbesserung der Güte der Approximation im Fall ST,

legt den Schluß nahe, daß die Strömungen im Bereich des Nordäquatorialstromes unterschätzt worden sein können. Eine besser abgesicherte Lösung, insbesondere für einzelne Regionen, erhält man wahrscheinlich mit einer größeren Anzahl von Realisierungen, da die Unsicherheiten in den Daten und in den Ableitungen recht große Variationen hervorrufen. Die Zugrundelegung eines mittleren Strömungsfeldes in dieser Analyse ist ein brauchbarer Ansatz. Denn das Salzgehaltfeld besitzt durch die relativ starke Glättung ebenfalls eher den Charakter eines Mittelwertes.

Ein weiterer Versuch soll helfen, den Einfluß des Termes der Salzfingerkonvektion auf die Salzerhaltungsgleichung abzuschätzen. Dazu wird die Ausgleichsrechnung zur Bestimmung der Diffusionskonstanten unter Vernachlässigung der Salzfingerkonvektion durchgeführt. Denn eine der Schwierigkeiten in der Analyse liegt in der nur näherungsweise gültigen Bestimmungsgleichung für den doppeldiffusiven Salzfluß.

Um die so gewonnenen Lösungen für die Diffusionskonstanten mit den zuvor dargestellten Ergebnissen vergleichen zu können, ist eine Fallunterscheidung analog zu der in Tabelle 1 vorgenommen worden. Im Fall GK sind sämtliche Bilanzgleichungen, in den Fällen WK und EK die Gleichungen von den Meßstationen auf 33°W, bzw. auf 27°W und in den Fällen NK und SK die Gleichungen aus der Quellregion, bzw. der Ausbreitungsregion berücksichtigt worden. Die Lösungen sind in Tabelle 3 zu finden.

Tabelle 3

Fall	Anzahl der Gleichungen	$x_1 = K_i$ dx_1 ($m^2 s^{-1}$)	$x_2 = K_d$ dx_2 ($m^2 s^{-1}$)	QS
GK	90	$5.1 \cdot 10^2$ $2.1 \cdot 10^2$	$4.6 \cdot 10^{-5}$ $7.8 \cdot 10^{-6}$	0.56
WK	40	$8.9 \cdot 10^2$ $4.0 \cdot 10^2$	0.0 $2.1 \cdot 10^{-5}$	0.74
EK	50	$4.4 \cdot 10^2$ $2.5 \cdot 10^2$	$4.8 \cdot 10^{-5}$ $9.2 \cdot 10^{-6}$	0.46
NK	30	$5.0 \cdot 10^2$ $3.3 \cdot 10^2$	$7.2 \cdot 10^{-6}$ $3.9 \cdot 10^{-5}$	0.79
SK	46	$4.8 \cdot 10^2$ $3.0 \cdot 10^2$	$4.6 \cdot 10^{-5}$ $1.1 \cdot 10^{-5}$	0.54

Tabelle 3 gibt die Ergebnisse für den isopyknischen und den diapynischen Austauschkoeffizienten (K_i , K_d) mit den Fehlern dx_1 und dx_2 für 5 Fälle ohne Berücksichtigung der Salzfingerkonvektion wieder: GK: gesamt, WK: 33°W, EK: 27°W, NK: Quellregion und SK: südliche Ausbreitungsregion. QS: Maß für die Güte der Minimierung.

Diese Berechnungen weisen eine deutlich bessere Güte der Approximation auf, wenn man von den Fällen WK und NK absieht. Vermutlich ist ein Großteil der Streuung in den Werten aus Tabelle 1 auf die Divergenz des doppeldiffusiven Salzflusses zurückzuführen. Die Beträge für den diapynischen Vermischungsparameter in den Fällen GK, EK und SK zeigen eine recht große Übereinstimmung zu denjenigen der Fälle G, E und S. Die Beträge der isopyknischen Vermischungsparameter der Fälle GK, EK und SK dagegen sind etwa um den Faktor 2 kleiner als die der Fälle G, E und S. Dieser Vergleich zeigt, daß der abwärtsgerichtete doppel-

diffusive Salzfluß hauptsächlich von einer erhöhten isopyknischen Vermischung kompensiert wird.

Die Fälle WK und NK besitzen ähnlich wie die Fälle W und N Lösungen mit relativ geringer Genauigkeit. Die Ursache hierfür kann nicht mit den nur ungenügend bestimmten Salzfingerflüssen in Zusammenhang stehen. Die Fehler der diapyknischen Vermischungsparameter in den Fällen WK und NK sind größer als deren Werte selbst. Für die isopyknischen Vermischungsparameter der Fälle WK und NK haben sich Werte ergeben, die etwa um den Faktor 5 kleiner als die der Fälle W und N sind.

Aus den unterschiedlichen Ausgleichsrechnungen hat sich ein Rahmen ergeben, in dem die mittleren Diffusionskonstanten aus dem Fall G eine relativ große Wahrscheinlichkeit besitzen.

5.2 Diskussion der Ergebnisse

Die Bestimmung der Ausbreitungs- und Vermischungsvorgänge in der oberen Warmwassersphäre unterhalb der Deckschicht ist mit Hilfe einer Diffusionsgleichung auf potentiellen Dichteflächen durchgeführt worden. Trotz der Verwendung unterschiedlicher Datensätze konnten für die turbulenten isopyknischen und diapyknischen Vermischungsparameter realistische Lösungen gefunden werden. Diese sind mit Hilfe von Sensibilitätstests (Variation des Advektionstermes, Vernachlässigung der Divergenz des doppel-diffusiven Salzflusses und Bildung von Untergruppen) überprüft worden. Die mittleren Werte für die isopyknische Diffusionskonstante betragen

$$K_i = 1.1 \cdot 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$$

und für die diapyknische Konstante

$$K_d = 4.3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}.$$

Die Ergebnisse für die Austauschkoeffizienten sind zwar mit relativ großen Fehlern behaftet, jedoch liegen ihre Beträge in

der Größenordnung von anderen Untersuchungen. Ebenfalls auf experimentelle Weise haben ARMI und STOMMEL (1982) einen isopyknischen Austauschparameter K_H für die Warmwassersphäre des subtropischen Nordatlantiks bestimmt. Ihr Wert für die isopyknische Vermischung beträgt $K_H = 5 \cdot 10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Mit Hilfe von Tracermessungen und eines Boxmodells haben THIELE et al. (1986) eine isopyknische Diffusionskonstante für den Nordostatlantik von $K_S = 1.7 \cdot 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ südlich von 30.5°N und $K_N = 2.9 \cdot 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ nördlich von 30.5°N ermittelt. Dabei ist in deren Arbeit die diapyknische Vermischung vernachlässigt worden. Der hier gefundene mittlere Wert K_i liegt zwischen den genannten Vergleichswerten. Interessant ist, daß der Trend einer Zunahme von K_i nach Norden bestätigt werden kann (Fall S, Fall N und Fall ST, Fall NT).

Für die diapyknische Vermischung in den oberen 1000 m der Ozeane ist für den diapyknischen Austauschparameter $K_V < 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ anzunehmen (GARRETT, 1979). Neuere Betrachtungen von GARRETT (1984) liefern etwas kleinere Werte für die diapyknische Vermischung mit $K_V \sim 5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Dabei hebt sie hervor, daß dieser Wert nicht der Beschreibung der doppeldiffusiven Flüsse dient, da diese einer Unterscheidung in Wärme- und Salzflüsse bedürfen.

Die Berechnung der einzelnen Terme läßt kleine regionale Unterschiede erkennen. Im Bereich der Subtropenkonvergenz ist der Anteil der Advektion relativ klein. Die Werte liegen deutlich unter 10^{-11} s^{-1} . Dies hängt zum einen mit den geringen isopyknischen Salzgehaltsgradienten zusammen, wie dies aus den Abbildungen 15 bis 20 zu entnehmen ist. Zum anderen besitzen die Produkte aus Geschwindigkeit und Salzgehaltsgradient oftmals unterschiedliche Vorzeichen, so daß die Summe einen relativ kleinen Wert annimmt.

Ebenfalls relativ klein in den subtropischen Breiten ist der Term der diapyknischen Vermischung. Weil dort die thermische

Sprungschicht sehr schwach ist, erhält man einen recht kleinen Wert für den Faktor, der aus der dritten Potenz des vertikalen Temperaturgradienten besteht. Multipliziert man diesen Faktor mit der erhaltenen Lösung für den diapyknischen Austauschkoefizienten (Fall N), dann verschwindet der diapyknische Vermischungsterm sogar. Der abwärtsgerichtete doppeldiffusive Salzfluß besitzt jedoch gerade in diesen Breiten die größten Werte. In dieser Zone trägt die Divergenz des Salzflusses sicherlich zu der Bilanz zwischen isopyknischer Advektion und Vermischung bei. Möglicherweise stehen in den Subtropen die isopyknische Vermischung und die Divergenz des doppeldiffusiven Salzflusses nahezu im Gleichgewicht. Denn wenn man die Doppeldiffusion vernachlässigt, dann liefert die Ausgleichsrechnung in den subtropischen Breiten einen isopyknischen Austauschkoefizienten, der um den Faktor 0.2 kleiner ist. Darüber hinaus ergibt sich aus der Ausgleichsrechnung, daß das Gleichgewicht ohne doppeldiffusive Salzflüsse nur herzustellen ist, wenn die diapyknische Vermischung, d.h. $K_d \neq 0$, beteiligt ist.

Die Bedeutung der isopyknischen Vermischung zeigt eine geringfügige Zunahme zu den tropischen Breiten. Dies steht vermutlich mit der Wassermassenfront zwischen dem nordatlantischen und dem südatlantischen Zentralwasser in Zusammenhang. Die Werte werden mit zunehmender Tiefe etwas kleiner und liegen in der Größenordnung von etwa 10^{-11} s^{-1} . Die größten Werte für die diapyknische Vermischung sind dort zu finden, wo die relativ hohen vertikalen Temperaturgradienten mit einer deutlichen Krümmung der θS -Kurve im Bereich des tropischen Salzgehaltsmaximumwassers zusammen treffen. Der Nordäquatorialstrom trägt zu einer Zunahme der Advektion bei. Die Divergenz des doppeldiffusiven Salzflusses nimmt in den tropischen Breiten deutlich ab. Das Gleichgewicht der Flüsse wird im südlichen Bereich der Untersuchungsgebietes im wesentlichen von der Advektion und der isopyknischen Vermischung, aber auch von der diapyknischen turbulenten Vermischung, bestimmt.

Die gefundene Lösung für den isopyknischen Austauschkoeffizienten mit $K_d \sim 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ und für den diapyknischen Koeffizienten $K_i \sim 4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ steht in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von OLBERS et al. (1985). Dies kann als eine Bestätigung der durchgeführten Analyse angesehen werden, in die zahlreiche Näherungen eingegangen sind. Insgesamt geben die Ergebnisse ein plausibles mittleres Bild von den Vermischungs- und Ausbreitungsvorgängen im tropischen und subtropischen Nordostatlantik wieder.

LITERATURVERZEICHNIS

- ARMI, L. and D.B. HAIDVOGEL, 1982: Effects of variable and anisotropic diffusivities in a steady-state diffusion model. *Journ. Phys. Oceangr.*, 12, 785-794.
- ARMI, L. and H. STOMMEL, 1983: Four views of a portion of the North Atlantic Subtropical Gyre. *Journ. Phys. Oceanogr.*, 13, 828-857.
- BAUMGARTNER, A. and E. REICHEL, 1975: The world water balance. Elsevier, Amsterdam, 179 pp.
- DANTZLER, H.L., 1977: Potential energy maxima in the tropical and subtropical North Atlantic. *Journ. Phys. Oceanogr.*, 7, 512-519.
- DEFANT, A., 1936: Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Die Troposphäre. - *Wiss. Ergebn. Deutsch. Atlant. Exp. "METEOR" 1925-27*, Vol. 6, Teil I, Liefg. 3, 289-411.
- EMERY, W.J. and J.S. DEWAR, 1982: Mean temperature-salinity, salinity-depth and temperature-depth curves for the North Atlantic and North Pacific. Pergamon Press, Oxford, 305 pp.
- FEDOROV, K.N., 1978: The thermohaline finestructure of the ocean. Pergamon Press, Oxford, 170 pp.
- FOFONOFF, N.P. and R.C. MILLARD Jr., 1983: Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. *Unesco Techn. Pap. Marine Science*, 44, Unesco, Paris, 53 pp.
- FOMIN, L.M., 1964: The dynamic method in Oceanography. Elsevier, Amsterdam, 212 pp.
- GARGETT, A.E., 1984: Vertical eddy diffusivity in the ocean interior. *Journ. Mar. Res.*, 42, 359-393.
- GARGETT, A.E. and R.W. SCHMITT, 1982: Observations of salt fingers in the central waters of the Eastern North Pacific. *Journ. Geophys. Res.*, 87, 8017-8029.
- GARRETT, C., 1979: Mixing in the Ocean Interior. *Dyn. Atmos. Oceans*, 3, 239-265.

- GARRETT, C., 1982: On the parameterization of diapycnal fluxes due to double-diffusive intrusions. *Journ. Phys. Oceanogr.*, 12, 954-959.
- GARRETT, C. and E. HORNE, 1978: Frontal circulation due to cabbeling and double-diffusion. *Journ. Geophys. Res.*, 83, 4651-4656.
- GILL, A.E., 1982: *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, London, 662 pp.
- GORDON, A.L., 1981: South Atlantic thermocline ventilation. *Deep-Sea Res.*, 28A, 11, 1239-1264.
- GREGG, M.C., 1980: The three-dimensional mapping of a small thermohaline intrusion. *Journ. Phys. Oceanogr.*, 10, 1468-1492.
- HELLERMANN, S., 1980: Charts of the variability of the wind stress over the tropical Atlantic. *Deep-Sea Res.*, Suppl. II to 26, 63-75.
- HOLYER, J.Y., 1981: On the collective instability of salt fingers. *Journ. Fluid Mech.*, 110, 195-207.
- HUPPERT, H.E. and P.C. MANIUS, 1973: Limiting conditions for salt-fingering at an interface. *Deep-Sea Res.*, 20, 315-323.
- HUPPERT, H.E. and J.S. TURNER, 1981: Double-diffusive convection. *Journ. Fluid Mech.*, 106, 299-329.
- ISELIN, C.O'D., 1936: A study of the circulation of the western North Atlantic. *Papers in Physical Oceanography and Meteorology*, 4:4, 101 pp.
- JOYCE, T.M., 1977: A Note on the lateral mixing of water masses. *Journ. Phys. Oceanogr.*, 7, 626-629.
- JOYCE, T.M., W. ZENK and J.M. TOOLE, 1978: The anatomy of the Antarctic Polar Front in the Drake Passage. *Journ. Geophys. Res.*, 83, 6093-6113.
- KÄSE, R.H. and G. SIEDLER, 1982: Meandering of the subtropical front south-east of the Azores. *Nature*, 300, No. 5889, 245-246.

- KÄSE, R.H., W. ZENK, T.B. SANDFORD and W. HILLER, 1985: Currents, fronts and eddy fluxes in the Canary Basin. *Prog. Oceanogr.*, 14, 231-257.
- KRAUSS, W., 1973: Methods and results of theoretical oceanography - I - Dynamics of the homogeneous and the quasihomogeneous ocean. Gebr. Brontraeger, 302 pp.
- KREYSZIG, E., 1982: Statistische Methoden und ihre Anwendungen. Vandenhoeck und Ruprecht, Göttingen, 451 pp.
- LAMBERT, R.B. and W. STURGES, 1977: A thermohaline staircase and vertical mixing in the thermocline. *Deep-Sea Res.*, 24, 211-222.
- LAWSON, Ch., L. and R.J. HANSON, 1974: Solving least squares problems. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New York, 340 pp.
- MAGNELL, B., 1976: Salt fingers observed in the Mediterranean outflow region (34°N, 11°W) using a towed sensor. *Journ. Phys. Oceanogr.*, 6, 511-523.
- MCCARTNEY, M.S., 1982: The subtropical recirculation of mode waters. *Journ. Mar. Res.*, Supplement to 40, 427-464.
- MCDUGALL, T.J., 1981: Double-diffusive convection with a non-linear equation of state, Part I. The accurate conservation of properties in a two-layer system. *Prog. Oceanogr.*, 10, 71-89.
- MCDUGALL, T.J., 1981: Double-diffusive convection with a non-linear equation of state, Part II. Laboratory experiments and their interpretation. *Prog. Oceanogr.*, 10, 91-121.
- MCDUGALL, T.J., 1984: The relative roles of diapycnal and isopycnal mixing on subsurface watermass conversion. *Journ. Phys. Oceanogr.*, 14, 1577-1589.
- MCDUGALL, T.J. and J.R. TAYLOR, 1984: Flux measurements across a finger interface at low values of the stability ratio. *Journ. Mar. Res.*, 42, 1-14.
- MONTGOMERY, R.B., 1938: Circulation in upper layers of southern North Atlantic deduced with use of isentropic analysis. *Papers in Physical Oceanography and Meteorology*, 6:2, 55 pp.

- OLBERS, D.J., M. WENZEL and J. WILLEBRAND, 1985: The inference of North Atlantic circulation patterns from climatological hydrographic data. *Rev. Geophys.*, 23, 313-356.
- PETERS, H., 1978: A compilation of CTD- and profiling current meter data from GATE 1974, F.S. "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, Reihe A, No. 20, 49-80, Berlin.
- POND, S. and G.L. PICKARD, 1978: Introductory dynamic oceanography. Pergamon Press, 241 pp.
- POSMENTIER, E.S. and C.B. HIBBARD, 1982: The role of tilt in double-diffusive interleaving. *Journ. Geophys. Res.*, 87, 518-524.
- REDI, M.H., 1982: Oceanic isopycnal mixing by coordinate rotation. *Journ. Phys. Oceanogr.*, 12, 1154-1158.
- ROBINSON, M.K., R.A. BAUER and E.H. SCHROEDER, 1979: Atlas of North-Atlantic Indian Ocean monthly mean temperatures and mean salinities of the surface layer. U.S. Naval Oceanographic Office Ref. Pub., 18, Washington, D.C.
- SARMIENTO, J.L., 1983: A simulation of bomb tritium entry into the Atlantic Ocean. *Journ. Phys. Oceanogr.*, 13, 1924-1939.
- SAUER, R. und I. SZABO (Hrg.), 1969: Mathematische Hilfsmittel des Ingenieurs, Bd. III, Springer, 443 pp.
- SCHMITT, R.W., 1979a: The growth rate of super-critical salt fingers. *Deep-Sea Res.*, 26, 23-40.
- SCHMITT, R.W., 1979b: Flux measurements on salt fingers at an interface. *Journ. Mar. Res.*, 37, 419-435.
- SCHMITT, R.W., 1981: Form of the temperature-salinity relationship in the Central Water: Evidence for double-diffusive mixing. *Journ. Phys. Oceanogr.*, 11, 1015-1026.
- SCHMITT, R.W. and D.L. EVANS, 1978: An estimate of the vertical mixing due to salt fingers based on observations in the North Atlantic Central Water. *Journ. Geophys. Res.*, 83, 2913-2919.
- SCHMITT, R.W. and D.T. GEORGI, 1982: Finestructure and microstructure in the North Atlantic Current. *Journ. Mar. Res.*, 40 (Suppl.), 659-705.

- SIEDLER, G. and H. PETERS, 1986: Physical properties of sea water. In: Landolt-Börnstein (Eds.), Vol. V-3: Oceanography (im Druck).
- SIEDLER, G., W. ZENK and W.J. EMERY, 1985: Strong current events related to a subtropical front in the Northeast Atlantic. Journ. Phys. Oceanogr., 15, 885-897.
- STERN, M.E., 1960: The "Salt-Fountain" and thermohaline convection. Tellus, 12, 172-175.
- STERN, M.E., 1967: Lateral mixing of water masses. Deep-Sea Res., 14, 747-753.
- STERN, M.E., 1969: Salt finger convection and the energetics of the general circulation. Deep-Sea Res., 16 (Suppl.), 263-267.
- STERN, M.E., 1975: Ocean circulation physics. Academic Press, London, 246 pp.
- STOMMEL, H. and K.N. FEDOROV, 1967: Small-scale structure in temperature and salinity near Timor and Mindanao. Tellus, 19, 306-325.
- STRAMMA, L., 1984: Geostrophic transport in the Warm Water Sphere of the eastern subtropical North Atlantic. Journ. Mar. Res., 42, 537-558.
- SVENDRUP, H.U., M.W. JOHNSON and R.H. FLEMING, 1942: The Oceans: Their Physics, Chemistry, and General Biology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 1087 pp.
- THIELE, G., W. ROETHER, P. SCHLOSSER, R. KUNTZ, G. SIEDLER and L. STRAMMA, 1985: Baroclinic flow and transient-tracer fields in the Canary-Cap-Verde Basin. Journ. Phys. Oceanogr. (angenommen).
- TOMCZAK, M. Jr., 1981: A multi-parameter extension of temperature/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing. Prog. Oceanogr., 10, 147-171.
- TOMCZAK, M. Jr., 1981: An analysis of mixing in the frontal zone of South and North Atlantic Central Water off North-West Africa. Prog. Oceanogr., 10, 173-192.

- TOOLE, J.M. and D.T. GEORGI, 1981: On the dynamics and effects of double-diffusively driven intrusions. *Prog. Oceanogr.*, 10, 123-145.
- TURNER, J.S., 1967: Salt fingers across a density interface. *Deep-Sea Res.*, 14, 599-611.
- TURNER, J.S., 1973: Buoyancy effects in fluids. University Press, Cambridge, 367 pp.
- TURNER, J.S., 1978: Double-diffusive intrusions into a density gradient. *Journ. Geophys. Res.*, 83, 2887-2901.
- TURNER, J.S., 1981: Small-scale mixing processes. In: Warren, B.A. und C. Wunsch (Eds.): *Evolution in physical Oceanography*, The MIT Press, Cambridge, Mass., 623 pp.
- WASHBURN, L. and R.H. KÄSE; 1986: Double diffusion and the distribution of R_ρ in the Mediterranean water front SE of the Azores. *Journ. Phys. Oceanogr.* (angenommen).
- WILLENBRINK, E., 1982: Wassermassenanalyse im tropischen und subtropischen Nordostatlantik. *Ber. Inst. Meeresk., Kiel*, 96, 72 pp.
- WILLIAMS, A.J., 1974: Salt fingers observed in the Mediterranean outflow. *Science*, 185, 941-943.
- WOODS, J.D., 1984: The Warmwatersphere of the Northeast Atlantic. *Ber. Inst. Meeresk., Kiel*, 128, 39 pp.
- WORTHINGTON, L.V., 1976: On the North Atlantic circulation. Baltimore und London, John Hopkins University Press, 6, 110 pp.